



Interactions lithosphère – asthénosphère et mouvements verticaux : le cas du massif du Hoggar

Sylvain Rougier

► To cite this version:

Sylvain Rougier. Interactions lithosphère – asthénosphère et mouvements verticaux : le cas du massif du Hoggar. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2012. Français. NNT : 2012PA112402 . tel-00788392

HAL Id: tel-00788392

<https://theses.hal.science/tel-00788392>

Submitted on 14 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE : *MIPEGE 534*

UMR 8148 IDES

DISCIPLINE Géologie/Sciences de la Terre

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue le 14/12/2012

par

Sylvain ROUGIER

<p>INTERACTIONS LITHOSPHERE – ASTHENOSPHERE ET MOUVEMENTS VERTICAUX : LE CAS DU MASSIF DU HOGGAR</p>
--

Directeur de thèse :
Co-directeur de thèse :

Hermann ZEYEN
Yves MISSENARD

Professeur (UMR IDES, Orsay)
Maître de conférences (UMR IDES, Orsay)

Composition du jury :

Président du jury :

Bernard BONIN

Professeur (UMR IDES, Orsay)

Rapporteurs :

Peter VAN DER BEEK
Dominique CHARDON

Professeur (ISTerre, UJF, Grenoble)
Professeur (UMR GET, UPS III, Toulouse)

Examineurs :

Jean-Paul Liégeois
Dominique Frizon de Lamotte

Professeur (ULB, Liège)
Professeur (GEC, Cergy Pontoise)

Invité :

Aziouz Ouabadi

Professeur (USTHB, Alger)

« Des roches gonflent ici et là, polies, rondes, comme des dos de géants enterrés
à mi-corps. »

Jacques Lacarrière
Chemin faisant, 1000 km à pied à travers la France

Résumé

La topographie de l'Afrique du Nord est marquée en domaine intraplaque par des bombements topographiques importants, associés à du magmatisme cénozoïque. Le Bouclier Touareg, un de ces bombements, est constitué d'un socle précambrien structuré à l'orogénèse panafricaine et culminant à plus de 2400 m d'altitude. Les séries paléozoïques affleurent actuellement sous forme de cuestas autour de ce bombement topographique. Localement, des témoins sédimentaires d'âge présumé crétacé, en discordance sur le socle précambrien, traduisent l'affleurement de celui-ci au Mésozoïque. Le volcanisme cénozoïque, qui se met également en place sur le socle, est actif entre 35 Ma et aujourd'hui. Afin de mieux contraindre l'évolution du Bouclier Touareg durant le Phanérozoïque, nous avons mené deux études : des travaux de modélisation géophysique, et une étude de thermochronologie basse température.

L'étude géophysique a consisté en la modélisation de quatre profils longue distance permettant d'imager la structure lithosphérique. Nous avons montré que le bombement du Hoggar est actuellement compensé par un important amincissement lithosphérique. En outre, nous avons estimé que sans cet amincissement, la topographie serait négative : le bassin ainsi reconstitué avant amincissement de la lithosphère aurait permis le dépôt d'une couverture sédimentaire d'épaisseur plurikilométrique.

L'étude de thermochronologie basse température s'est portée sur deux méthodes : les analyses de traces de fission sur apatite, et les analyses (U-Th)/He sur apatite. Les analyses (U-Th)/He ont montré que le socle du Bouclier Touareg, avant d'avoir subi une importante exhumation à l'Eocène Supérieur, était enseveli sous une couverture sédimentaire et chauffé à approximativement $\sim 80^{\circ}\text{C}$. Les analyses de traces de fission ont permis de préciser que cette phase de chauffe, probablement sous couverture sédimentaire, du Bouclier Touareg a eu lieu entre 100 et 50 Ma. Ainsi, le bombement du Hoggar constituait probablement un bassin sédimentaire de grande dimension au cours du Crétacé supérieur/Paléocène.

Ces résultats nous ont permis de discuter des mécanismes géodynamiques possiblement actifs durant le Cénozoïque. Nous proposons que le bombement actuel du Bouclier Touareg, ainsi que son magmatisme, soient liés à des perturbations thermiques des parties superficielles de l'asthénosphère. Ces perturbations seraient induites par d'importantes variations d'épaisseur de la lithosphère saharienne, et pourraient expliquer la présence d'autres bombements en Afrique du Nord.

Abstract

The North-African intraplate topography is underlined by massive topographic swells associated with Cenozoic volcanism. The Tuareg Shield, which is one of these swells, consists of Precambrian basement which has been structured by the Pan-African orogeny and reaches currently an altitude of 2400 m. The Paleozoic sedimentary series are outcropping as important cuestas surrounding the topographic swell. Locally, some Mesozoic sedimentary remnants, lying unconformably over the basement, testify of its exposure during the Mesozoic. The Cenozoic volcanism, which is also taking place on the basement, shows ages from 35 Ma to Quaternary. In order to improve the knowledge of the Phanerozoic evolution of the Tuareg Shield, we performed two separated studies: geophysical modelling works, and a low temperature thermochronology study.

The geophysical study consisted of the modelling of four long-distance profiles allowing imaging the lithospheric structure. We have shown that the Tuareg Shield swell is currently sustained by a strong lithospheric thinning. Moreover, we have estimated that without this thinning, the topography would be negative and that such basin, prior to thinning, would have allowed the deposition of a plurikilometric sedimentary cover.

The low temperature thermochronological study has focused on two methods: apatite fission-track analysis, and apatite (U-Th)/He analysis. The latter shown that the Tuareg Shield, before an important Late Eocene exhumation, was buried under a sedimentary cover and heated at $\sim 80^{\circ}\text{C}$. The fission-track analyses have shown that this heating stage of the Tuareg Shield, related to burying, occurred from 100 and 50 Ma. Thus, the Tuareg Shield was probably a wide scale sedimentary basin during the Upper Cretaceous – Paleocene.

These results allowed us to discuss the geodynamic mechanisms potentially active during the Cenozoic. We proposed that the current doming of the Tuareg Shield, as well as its volcanism, were related to thermal perturbations of the shallower levels of the asthenosphere. These instabilities would have been generated by strong Saharan lithospheric thickness variations, and could explain the presence of others swells in North Africa.

Remerciements

Quand je suis arrivé à Orsay, je me suis laissé dire qu'une bonne thèse relevait d'une étroite alchimie entre un bon sujet, un bon directeur de thèse, et un bon étudiant. A la réflexion, je pense que ce travail a permis de vérifier l'efficacité d'un tel tryptique.

Déjà parque toujours présent et disponible, doté d'un enthousiasme bien souvent contagieux (et pourtant je crois plutôt faire partie de la catégorie des « sceptiques »), j'estime avoir eu ce qu'on appelle un « bon » directeur de thèse en la personne de Yves. Mais j'ai également eu la chance qu'Yves soit épaulé par Hermann, apportant toujours au bon moment un regard différent (et vital) sur les questionnements, les problèmes et les challenges qui sont l'essence d'une telle entreprise. Merci infiniment à eux, tout simplement.

Le cadre de cette thèse, défini dès le départ par Yves et Hermann, m'a amené à travailler avec beaucoup de personnes, que je tiens à remercier ici. Tout d'abord les membres de l'équipe Relief et Bassin, Jocelyn, Cécile, Bertrand, Rosella, Philippe, Guillaume, Benjamin... évoluer dans ce groupe, tout aussi pluridisciplinaire que soudé, a été très enrichissant. Par ailleurs, la majeure partie de ce travail n'aurait pas été possible sans le concours de géologues sahariens, qui ont répondu présents lorsque, devant l'impossibilité de se rendre sur le terrain, nous étions en manque d'échantillons pour travailler. Merci à Bernard Bonin, Jean-Paul Liégeois, Aziouz Ouabadi et Mohammed Derder pour ces échantillons, mais aussi et surtout pour ces interminables et passionnants échanges de mails, je m'en souviendrai longtemps. Aussi, merci à Dominique Frizon de Lamotte et à François Leparmentier pour ces réunions à la Défense, toujours enrichissantes et souvent trop courtes. Enfin, merci à Peter Van der Beek et Dominique Chardon d'avoir accepté de rapporter ce travail, leurs pertinentes remarques permettront, je pense, de le pousser d'un cran.

Pour reprendre l'idée initiale d'un tryptique « gagnant », puisque les directeurs étaient bons et que le sujet, avec ces nombreuses collaborations de qualité, l'était aussi, restait à trouver le bon étudiant pour faire le travail. Et si aujourd'hui, au moment de clore l'écriture de ce manuscrit, je crois avoir été à la hauteur de cette tâche, c'est surtout grâce au soutien, passé et présent, que m'ont apporté beaucoup de personnes.

Il y a déjà mes anciens collègues géologues toulousains... si je suis arrivé à Orsay et que j'ai pu y réaliser cette thèse, c'est grâce à eux. Je pense en particulier à Michel de Saint Blanquat, qui m'a accompagné dans mes premiers travaux ; je pense à toute l'équipe enseignante, qui m'a permis de découvrir la géologie ; et je pense aussi à mes anciens collègues, Jean-Paul, Sophie, Orya, Flora, Pauline, Pasca, Ulysse ...

Il y a aussi les gens d'Orsay, qui ont su rendre la vie au labo plutôt sympathique. Merci à Alexandre et Sophie, Sébastien, Mélanie, Tony, Rémi, Alexandra... Je ne crois pas qu'un tel travail soit possible sans cette sympathique camaraderie entre thésards...

Et puis, dans le désordre, il y a mes proches et mes amis, ceux qui forment un peu ma famille... En décousu, mon père, ma mère et surtout ma sœur...mes vieux potes Cédric, Laurent et Boris... mes frères d'armes montagnards Nico et Thomas... ne changez rien !!! Et puis surtout, merci à Perrine, déjà d'avoir accepté d'avoir tout lâché pour m'accompagner dans cette aventure parisienne, ensuite d'avoir été la meilleure compagne qu'on puisse rêver pendant ces trois ans...

Sommaire

Introduction générale	15
Chapitre I. Cadre géologique	19
1. Histoire Précambrienne : l'orogénèse panafricaine	21
2. Cambrien à Silurien : la couverture tassilienne	25
3. Phase « hercynienne »	30
4. Tardi-Carbonifère à Crétacé Inférieur	31
4.1 Introduction.....	31
4.2 Les Bassins Sahariens.....	33
4.3 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao	35
4.4 Le bassin des Iullemeden.....	36
4.5 Les bassins du Tchad : Damergou, les fossés du Téfidet et du Ténéré.....	37
4.6 Le bassin de Murzuq	38
4.7 Synthèse : la paléogéographie du Bouclier Touareg jusqu'au Crétacé Inférieur	40
5. Crétacé Supérieur	41
5.1 Introduction.....	41
5.2 Les Bassins Sahariens.....	41
5.3 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao	44
5.4 Le bassin des Iullemeden.....	45
5.5 Les bassins du Tchad.....	45
5.6 Le Bouclier Touareg.....	45
6. Paléogène	49
6.1 Les Bassins Sahariens.....	49
6.2 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao	49
6.3 Le bassin des Iullemeden.....	49
6.4 Les bassins du Tchad.....	50
6.5 Le Bouclier Touareg.....	5
7. Mio-Pliocène à Quaternaire	54
7.1 Les Bassins Sahariens.....	54
7.2 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao	54
6.3 Le bassin des Iullemeden.....	54
6.4 Les bassins du Tchad.....	54
6.5 Le Bouclier Touareg.....	54
8. Le Bouclier Touareg aujourd'hui	56

8.1 Topographie	56
8.2 Structure lithosphérique.....	58
8.3 Mécanismes géodynamiques	62

Chapitre II. Structure lithosphérique du Bouclier Touareg et de ses bordures **65**

1. Introduction **67**

2. Modélisations 2D : méthodologie détaillée **69**

2.1 Réalisation du modèle d'entrée.....	69
2.2 Calcul et représentation des résultats	71
2.3 Protocole de modélisation.....	76
2.4 Paléo-isostasie et charge sédimentaire	76

3. Inversions 1D: méthodologie détaillée **79**

4. Article 1: Meso-Cenozoic topographic evolution of the intraplate basement highs in North Africa: the case of the Hoggar swell (Algeria, Sahara). **81**

Résumé	81
Abstract	81
1 - Introduction	82
2 - Geological setting	84
3 - Data and methodology	85
4 - Modelling results of the current lithospheric structure	88
5 - Estimation of the Late-Mesozoic – Cenozoic surface evolution	91
6 - Discussion	91
7 - Conclusion	96

5. Complément de discussion **98**

5.1 Inversions 1D	98
5.2 Comparaison avec d'autres profils lithosphériques	101

Chapitre III. Thermochronologie basse température, 1ère partie : système « (U-Th)/He » sur apatite **103**

1. Introduction **105**

2. Méthodologie détaillée **107**

2.1 Principe théorique et calcul de l'âge AHe	107
2.2 Sélection et préparation des grains.....	110
2.3 Dosage de l'hélium.....	111
2.4 Dosage des éléments producteurs d'Hélium.....	114
2.5 Contrôle qualité des analyses.....	115

3. Signification et interprétation des âges (U-Th-Sm)/He sur apatite 116

4. Article 2: Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara, Africa) 119

1 - Résumé	119
2 - Abstract	119
3 - Introduction	120
4 - Results	122
5 - Discussion	122
6 - Conclusion	126
7 - Acknowledgements	126
8 - Data Repository : Methods and AHe age selection	127

**Chapitre IV. Thermochronologie basse température, 2^{ème} partie :
système traces de fission sur apatite 131**

1. Introduction 133

2. Méthodologie 135

2.1 Principe théorique, acquisition et calcul de l'âge AFT	135
2.2 Les longueurs de traces confinées	141
2.3 Signification et interprétation des données	142
2.4 Procotole de modélisation	147

3. Données publiées 149

3.1 Socle du Hoggar	149
3.2 Socle de l'Aïr et bassin de Tim Mersoï	150

4. Nouvelles données 152

5. Interprétations 154

5.1 Contraintes géologiques sur l'histoire thermique du Bouclier Touareg	155
5.2 Groupe A1	161
5.3 Groupe A2	165
5.4 Groupe B1	169
5.5 Groupe B2	171
5.6 Résumé : vers une histoire thermique unifiée du Bouclier Touareg ?	177

**6. Discussion et comparaison avec les autres données disponibles dans le
Sahara 179**

6.1 Comparaison avec les données AHe	179
6.2 Discussion des données des bassins en bordure Nord-Ouest du Hoggar	182
6.3 Discussion des données des bassins en bordure Nord-Est du Hoggar	185
6.4 Synthèse de l'évolution verticale phanérozoïque du Sahara	191

Chapitre V. Discussion des mécanismes géodynamiques en Afrique saharienne au Mésocénozoïque **195**

1. Discussion des mécanismes géodynamiques en Afrique saharienne :

l'exhumation cénozoïque **197**

- 1.1 Des réactivations structurales cénozoïques dans le Bouclier Touareg ? 197
- 1.2 La possibilité d'une déformation flexurale longue-distance ? 199
- 1.3 Une origine thermique est-elle compatible avec les données de surface ? 200
- 1.4 Une anomalie d'origine « profonde » ? 204
- 1.5 Des perturbations thermiques superficielles ? 215
- 1.6 Synthèse 218

2. Discussion des mécanismes géodynamiques en Afrique saharienne :

l'évolution mésozoïque du Bouclier Touareg **220**

- 2.1 Discussion des contraintes sur l'évolution du Bouclier Touareg au Mésozoïque 220
- 2.2 Quels processus géodynamiques ? 223

Conclusion **229**

1. Etat des connaissances et questions non résolues au début de ce travail **231**

2. Imagerie de la structure lithosphérique actuelle et passée **234**

3. Reconstitution de l'histoire thermique de la surface actuelle du Bouclier Touareg **237**

4. Synthèse de la discussion des mécanismes géodynamiques sahariens durant le Mésocénozoïque **241**

- 4.1 L'exhumation cénozoïque 241
- 4.2 Le Mésozoïque 242
- 4.3 Perspectives 242

Bibliographie **245**

Annexes et support de lecture **259**

- 1 Séparation des apatites 259
- 2 Données traces de fission sur apatite 261

Avant-Propos

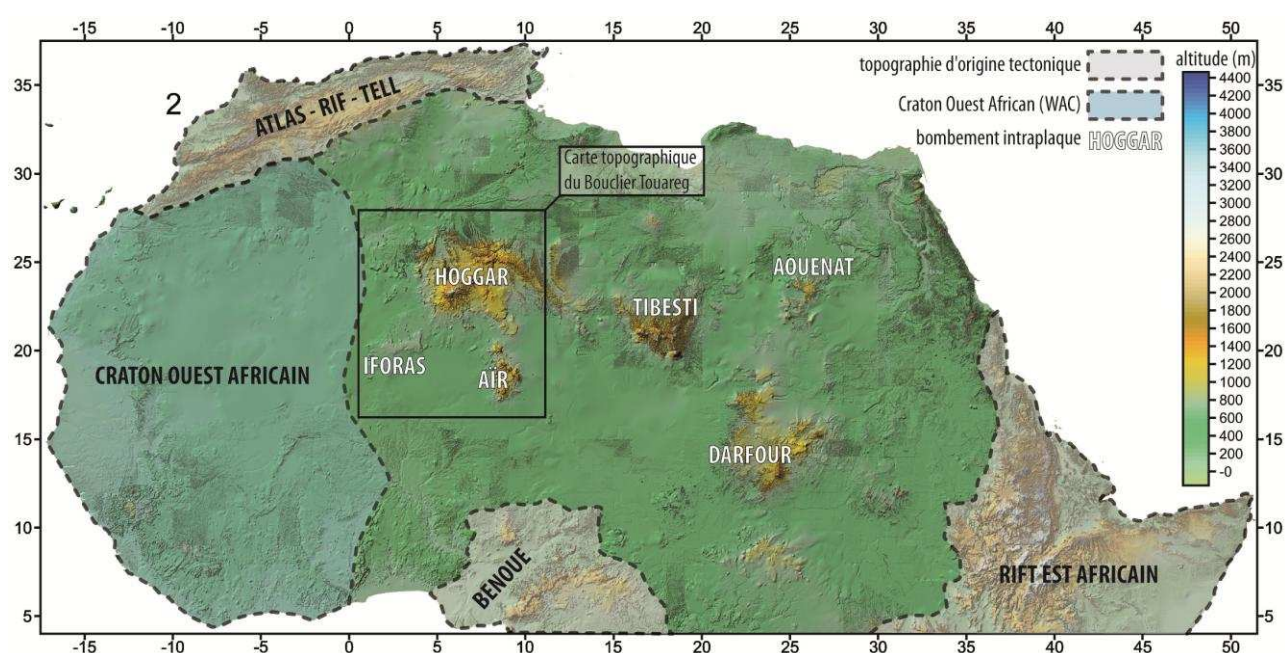
Cet ouvrage, majoritairement écrit en français, est organisé en cinq chapitres. Certains de ces chapitres contiennent des publications soumises à des revues internationales, et de fait présentées en langue anglaise. Des résumés en français sont donc disponibles en préface de ces publications.

En outre, une planche A3 est disponible en fin d'ouvrage ; elle présente trois cartes et une frise temporelle synthétique. Bien que ce support ne soit généralement pas appelé dans le texte, une utilisation systématique au cours de la lecture est encouragée.

Les figures font l'objet d'une numérotation différentielle, suivant qu'elles font partie d'un chapitre (Figure IV.8, par exemple), d'une publication (Figure 2, par exemple) ou du support de fin de manuscrit (Figure A, B, C ou D).

Introduction générale

L'Afrique du Nord est un vaste domaine continental allongé en Est-Ouest, limité au Nord par les systèmes Atlasiques, à l'Ouest par la marge passive Atlantique, et à l'Est par les systèmes extensifs Est-africains (East African Rift System, EARS). Entre ces domaines demeure une importante plateforme continentale, dotée d'une topographie généralement inférieure à 800 m. Toutefois, cette grande surface est perturbée par des hauts topographiques ayant un certain nombre de caractéristiques communes. Leur géométrie ne traduit généralement pas d'allongement particulier qui pourrait traduire une influence tectonique. Le socle précambrien y perce les couvertures sédimentaires phanérozoïques, ces dernières affleurant souvent sous forme de cuestas entourant les bombements. Enfin, ils sont associés à du volcanisme cénozoïque.

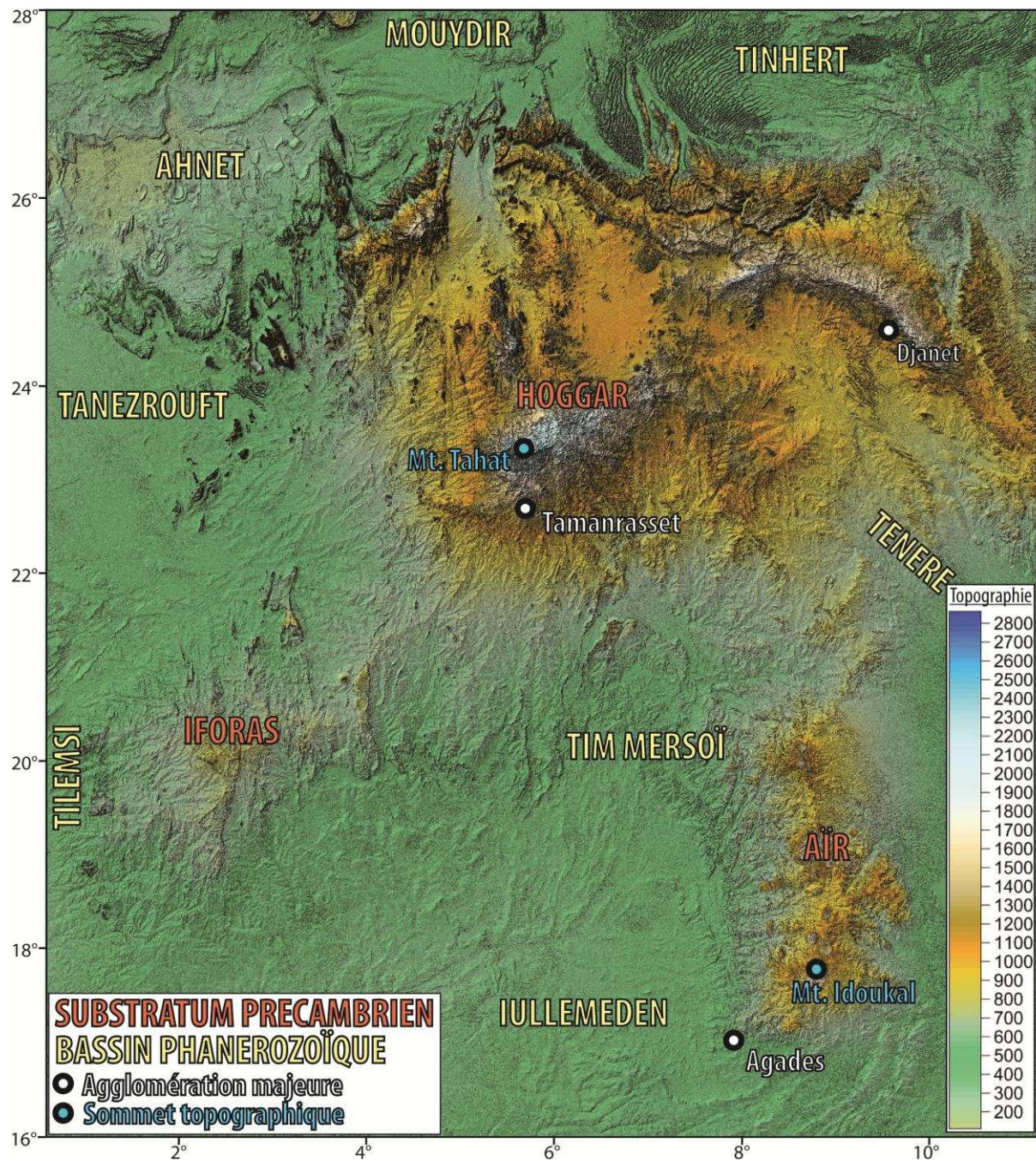


Première figure d'introduction : Carte topographique de l'Afrique du Nord (données Gtopo30 ; http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info) avec le position de la seconde figure d'introduction (la carte topographique du Bouclier Touareg), ainsi que les régions tectoniquement actives, les bombements intraplaques, le Craton Ouest Africain (tracé d'après Ennih & Liégeois, 2008). Cette figure est également disponible en support de fin de manuscrit (Figure D).

Le Bouclier Touareg est le plus occidental de ces bombements. Il est à cheval sur quatre pays : la Lybie, à sa bordure Nord-Est ; le Niger, au Sud-Est ; le Mali, au Sud-Ouest, et enfin l'Algérie, au Nord, qui détient la majeure partie de la région.

La carte topographique du Bouclier Touareg, présentée page suivante, représente la morphologie du Bouclier Touareg, qui peut être divisé en trois ensembles. Le Hoggar, algérien, en position centrale, est le relief le plus important, en taille comme en altitude (Mont Tahat, 2909 m). L'Aïr, très majoritairement nigérien, forme au Sud-Est une extension du relief du Hoggar. Allongé en Nord-Sud, l'Aïr atteint 2022 m dans sa partie Sud (Mont Idoukal). Enfin l'Adrar des Iforas, allongé suivant un axe N45°, au Sud-Ouest du Hoggar. Il

montre une topographie plus faible, qui ne dépasse pas 850 m. Ces trois bombements sont entourés par des bassins de taille variable, montrant des altitudes nettement plus faibles.



Seconde figure d'introduction : Topographie du Bouclier Touareg (altitudes en mètres), annotée des grands domaines géologiques, des villes importantes ainsi que des principaux hauts topographiques. Données SRTM (v4 ; <http://srtm.csi.cgiar.org/>) dégradées à 50%, projection orthogonale.

Du point de vue géologique, les trois bombements topographiques composant le Bouclier Touareg sont composés de substratum précambrien, façonné par l'orogénèse panafricaine. Cette importante phase de déformation néoprotérozoïque a conféré à ce socle une structuration orientée N-S, marquée par d'importantes zones de cisaillement (Figure A du support en fin de manuscrit). Les ensembles gréseux du Paléozoïque affleurent en cuestas autour de ces terrains précambriens, principalement en marge Nord du Hoggar mais également dans le bassin de Tim Mersoï. Les séries mésozoïques se font en revanche moins développées ; elles sont présentes dans les bassins, mais également en discordance sur le socle, au cœur du bombement du Bouclier Touareg. Enfin le volcanisme cénozoïque traduit une importante activité magmatique dans le Hoggar et l'Aïr, débutant à la fin de l'Eocène et continuant jusqu'à aujourd'hui.

L'association entre la morphologie bombée du Bouclier Touareg et son volcanisme récent a depuis longtemps intrigué les géologues, qui avaient la conviction qu'un processus particulier était (ou avait été dans un passé géologique proche, pour certains) actif sous le « Massif Central Saharien », surnommé ainsi en raison de ses similarités avec le Massif Central français. Plusieurs explications au bombement et au magmatisme sont envisagées par les études modernes. Il a été proposé que le bombement ait eu une origine thermique crétacée, et que l'anomalie thermique serait aujourd'hui refroidie (Lesquer et al., 1988 ; Dautria & Lesquer, 1989). Est aussi proposé, en corrélation avec le volcanisme, un âge cénozoïque ; l'origine du bombement serait alors profonde, car liée à un panache asthénosphérique impactant la lithosphère à l'Eocène (Aït Hamou & Dautria, 1994 ; Aït Hamou et al., 2000). Une remontée d'asthénosphère est également proposée par Beccaluva et al. (2007), mais elle serait d'âge Miocène. Enfin, Liégeois et al. (2005) proposent que bombement et magmatisme soient liés à l'action combinée de deux processus. D'une part, ils seraient corrélés à la tectonique alpine qui entrainerait la réactivation des structures panafricaines Nord-Sud, réactivation qui générerait des délaminations mantelliques linéaires à l'aplomb de ces structures. D'autre part, la proximité du Craton Ouest Africain permettrait la mise en place de convections asthénosphériques de bordure, qui pourraient amener du matériel chaud sous le Bouclier Touareg.

Aucun de ces modèles ne s'est pour le moment imposé, le débat des origines du bombement du Bouclier Touareg et de son magmatisme étant encore d'actualité dans la communauté scientifique. Par ailleurs, aucune relation n'est proposée avec les autres bombements Nord-africains (Tibesti, Aouenat, Darfour) qui montrent pourtant de franches similarités géologiques avec le Bouclier Touareg (bombement de socle précambrien perçant les séries phanérozoïques, accompagné de volcanisme cénozoïque). Ainsi, au-delà de l'explication du bombement du Bouclier Touareg, c'est toute la géodynamique intraplaque Nord-Africaine qui demeure encore mal comprise.

C'est dans ce contexte qu'est apparue la nécessité de ce travail de thèse, qui affiche deux principaux objectifs :

- Mieux contraindre la structure lithosphérique profonde du Sahara, afin d'apporter de nouveaux éléments pour contraindre l'enracinement profond du bombement.

- Mieux contraindre l'évolution épirogénique post-panafricaine de la surface du Bouclier Touareg, qui demeure peu contrainte étant donné l'absence des séries sédimentaires sur le socle.

Cet ouvrage va décrire le travail mis en œuvre pour répondre à ces objectifs durant les trois années passées au laboratoire IDES. A la suite de cette introduction, le premier chapitre sera consacré à une synthèse de l'histoire géologique et géodynamique de la région saharienne, afin que le lecteur puisse apprécier l'ensemble des éléments et des enjeux développés par la suite.

L'étude de la structure profonde du Sahara a été menée à l'aide de techniques de modélisations géophysiques développées au laboratoire IDES. Ces méthodes nous ont permis de modéliser la structure lithosphérique actuelle du Bouclier Touareg, mais également de faire des estimations de sa paléo-topographie pré-bombement. Ces travaux seront présentés dans un deuxième chapitre.

L'étude des mouvements verticaux du Bouclier Touareg a été réalisée à l'aide de méthodes de thermochronologie basse températures. Des travaux de terrain étaient initialement prévus, avec comme double objectif de détailler les objets géologiques récents (dépôts mésozoïques, possible traces de tectonique cénozoïque) mais également d'échantillonner le matériel nécessaire à ces analyses de thermochronologie. Toutefois, la dégradation du contexte géopolitique local ne nous a pas permis de nous y rendre. Malgré tout, ces analyses ont été possibles grâce au prêt d'échantillons de la part de géologues sahariens (Jean-Paul Liégeois, Bernard Bonin, Aziouz Ouabadi, Mohamed Derder, Olivier Bruguier, Dominique Frizon de Lamotte et François Leparmentier). Sur les apatites contenues dans ce matériel, nous avons pu employer les méthodes de datation (U-Th)/He et traces de fission développées au laboratoire IDES, essayant de reconstruire l'histoire thermique de la surface du bombement. Ces deux méthodes seront respectivement présentées dans le troisième et quatrième chapitre.

Le dernier chapitre de cet ouvrage sera consacré à une synthèse des éléments précédemment développés, ainsi qu'à une discussion des processus géodynamiques possiblement actifs dans le Bouclier Touareg durant le Mésocénozoïque.

Chapitre I

Cadre géologique

Ce premier chapitre définit le contexte général *dans lequel s'inscrit cette étude*. Il est basé sur une synthèse de multiples publications, dont certaines sont déjà des synthèses et sont donc fréquemment citées (Bellion, 1989 ; Guiraud et al., 2005 ; *Craig et al.*, 2008...). Les histoires géologiques précambriennes et paléozoïques du Bouclier Touareg de ses bassins périphériques y seront évoquées ; les histoires géologiques méso-cénozoïques, quant à elles, seront plus précisément décrites. Enfin, les caractéristiques actuelles du Bouclier Touareg (morphologie, structure lithosphérique) et les hypothèses envisagées pour expliquer son bombement seront détaillées. Afin de faciliter la lecture, et notamment en ce qui concerne la *toponymie de l'Afrique du Nord*, un support de cartes est disponible en fin de manuscrit. Son utilisation systématique est encouragée par l'auteur.

1. Histoire Précambrienne : l'orogénèse panafricaine

Les histoires géologiques et géodynamiques précambriennes du Sahara sont scellées par *l'orogénèse* panafricaine. Cette phase majeure de déformation va modifier en profondeur la lithosphère saharienne, et ainsi définir un cadre structural qui va déterminer en grande partie *l'évolution phanérozoïque de ces terrains*.

Au Néoprotérozoïque, trois méga-blocs formés de la séparation du précédent supercontinent Rodinia se rejoignent pour former le Gondwana, c'est le cycle orogénique dit « panafricain » avec la mise en place de plusieurs zones de suture (Figure I.1). En Afrique du Nord, le Craton Ouest Africain ou West African Craton (WAC), était déjà un craton à cette époque-là et il aurait alors joué le rôle d'un bloc rigide en marge duquel s'est concentrée la déformation. Il y a ainsi mise en place de la zone de suture Trans-Saharienne, qui s'étend du Nord Sahara jusqu'en Amérique du Sud, et qui montre une orientation des structures en N-S parallèle à la suture avec le WAC (Figure I.2). Dans le Bouclier Touareg des terranes d'âges variables (détaillés ci-dessous) sont accrétés et structurés par ces accidents lithosphériques de direction N-S, qui accommoderaient plusieurs centaines de kilomètres de déplacements horizontaux (Figure I.3 ; Black et al., 1994).

La partie Ouest du Bouclier Touareg (Ouest-Hoggar et Adrar des Iforas) est constituée majoritairement de terranes issus d'arcs insulaires et continentaux liés à des épisodes de subduction (730-630 Ma) et/ou aux événements édiacariens (630-580 Ma ; Liégeois et al., 1987; Caby, 2003).

La partie centrale du Hoggar est majoritairement constituée d'une marge passive pré-panafricaine (Liégeois et al., 2003) portant l'acronyme LATEA (du nom des terranes Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest et Egéré-Aleksod qui la composent initialement). Elle est formée de socle archéen et paléoprotérozoïque (Peucat et al., 2003 ; Bendaoud et al., 2008). LATEA est devenue un craton durant le Mésoprotérozoïque et le début du Néoprotérozoïque, alors que des terranes océaniques (comme Iskel ou Serouenout) ont été accrétés sur ses marges entre 900 et 600 Ma (Bechiri-Benmerzoug et al., 2011). LATEA aurait ensuite acquis un caractère métacratonique (ancienne zone cratonique ayant été remobilisée, mais toujours reconnaissable par sa géochimie et sa rhéologie ; Abdelsalam et al., 2002) lors du cycle panafricain, ce qui n'a pas été le cas dans les terranes plus orientaux (Tazat, Tchilit et Assodé-Issalane ; Figure I.4; Liégeois et al., 2012).

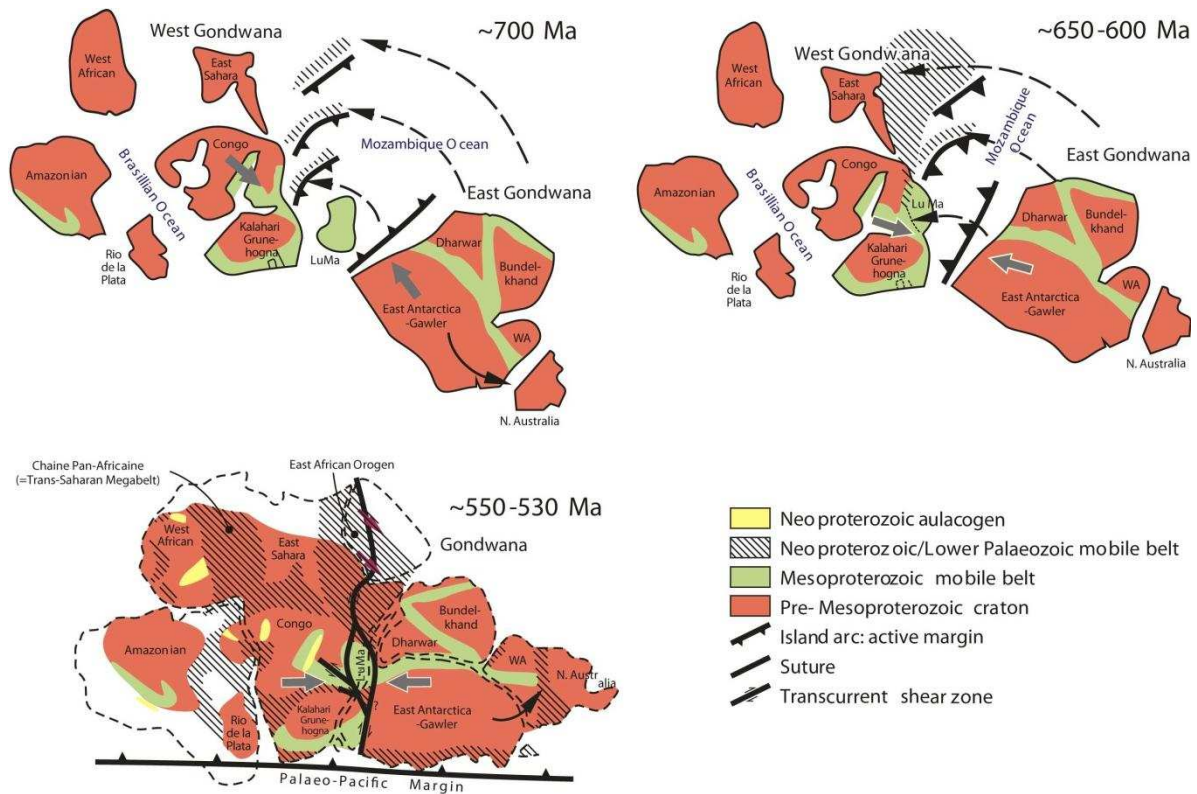


Figure I.1 – Reconstitution paléogéographique illustrant l'évolution du Gondwana au cours du cycle panafricain (Craig et al., 2008).

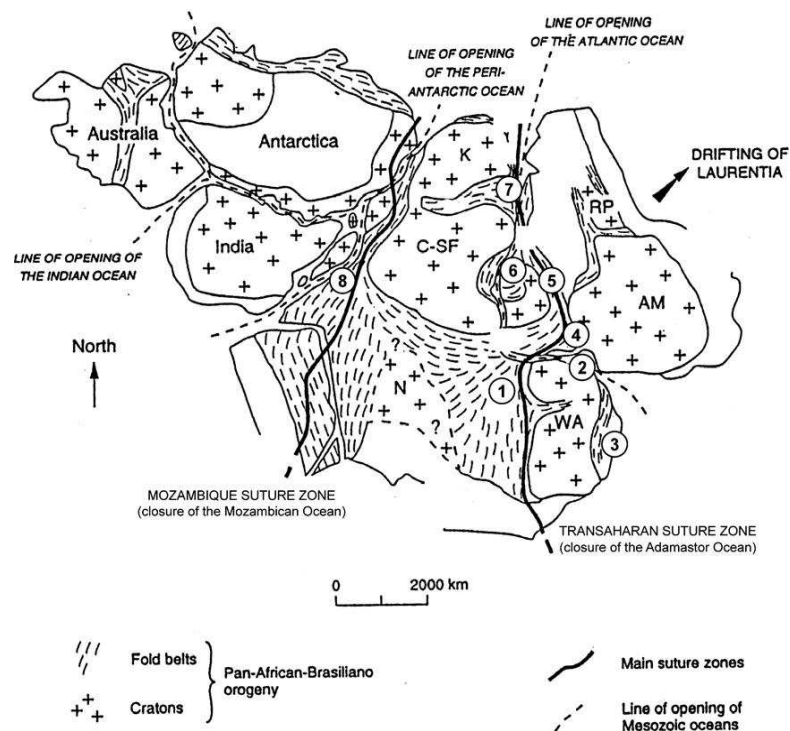


Figure I.2 - Carte paléogéographique du Gondwana autour de 550 Ma (Trompette, 2000). 1= Ceinture Trans-Saharienne; 2= Bassaride-Rokelide; 3= Mauritanides; 4= Araguaia; 5= Brésil; 6=Congo; 7=Kaoko; 8= Mozambique; WA= Craton Ouest Africain; AM= Amazonie; RP= Rio de la Plata ; C-SF= Congo – Sao Francisco C.; N= hypothétique Nilotique C.

Une importante zone de cisaillement délimite ces terranes centraux de la partie Est du Bouclier Touareg, constituée des terranes Aouzegueur, Edembo et Djanet, qui sont également accrétés au panafricain (Figure I.4). D'après des études récentes (Abdelsalam et al., 2011 ; Liégeois et al., 2012), cette zone appartiendrait à une entité de plus grande échelle, appelée Métacraton Saharien, comme illustré dans la Figure I.3. Cette figure permet de constater que la plateforme est composée de lithosphères cratoniques (les plus épaisses et les plus rigides, comme le Craton Ouest Africain ou le craton du Congo), de lithosphères d'épaisseur plus classique (anciennes chaînes mobiles panafricaines, comme les boucliers Touareg et Nigérien), ou des lithosphères métacratoniques, aux caractéristiques intermédiaires entre ces deux pôles (ancien craton déformé et fragilisé, comme le Métacraton Saharien).

On s'aperçoit donc que l'épisode Panafricain a structuré en profondeur la lithosphère saharienne, lui conférant des caractéristiques particulières qui vont avoir une influence de premier ordre sur les événements futurs. On verra en particulier, dans la suite de ce chapitre, que le rôle des accidents précambriens, et notamment les zones de cisaillement N-S du Bouclier Touareg, est prépondérant car ces structures vont délimiter les bassins paléozoïques en définissant des zones hautes et des zones subsidentes (structure en arches et bassins).

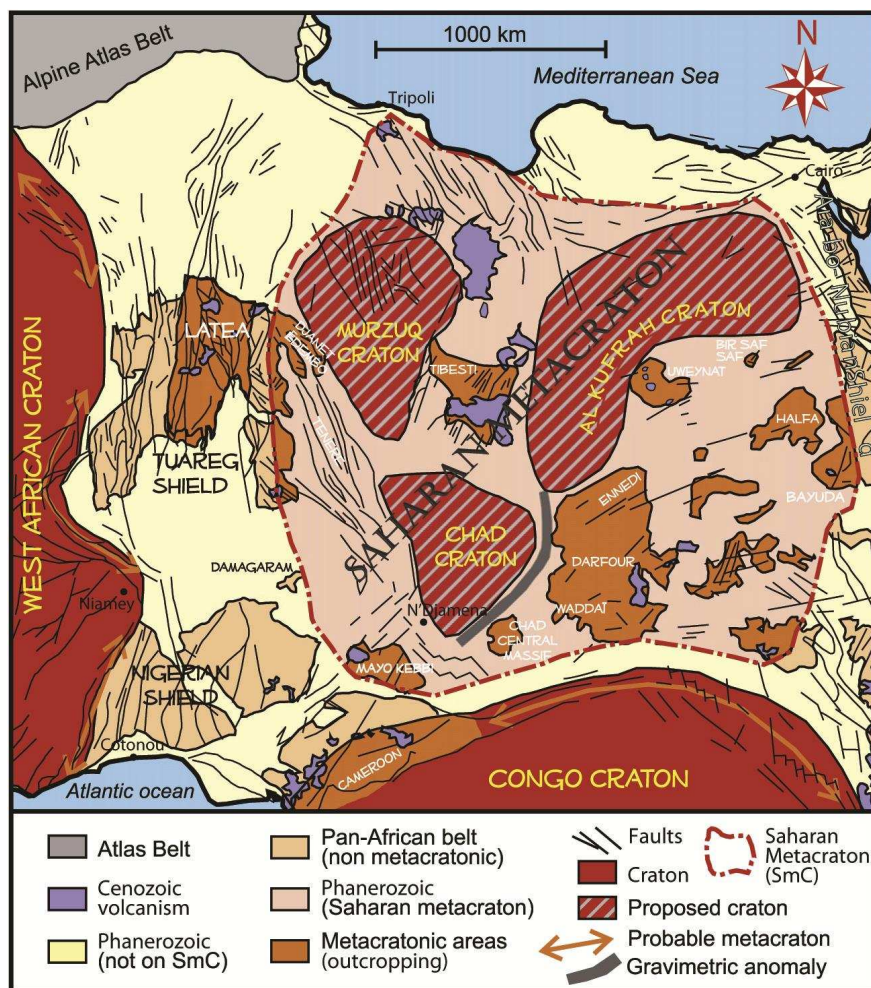


Figure I.3 - Carte schématique des ensembles mécaniques du socle saharien (Liégeois et al., 2012).

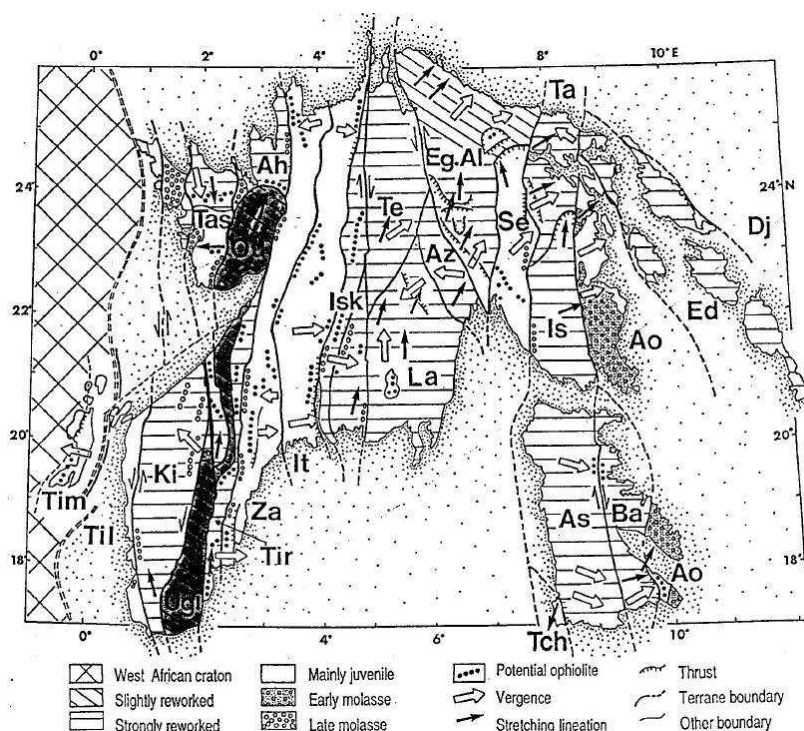


Figure I.4 – Carte des terranes du Bouclier Touareg (d'après Fabre, 2005) avec, d'Est en Ouest : Dj : Djanet ; ED : Edembo ; Ao : Aouzegueur ; Ba : Barghot ; As-Is : Assodé-Issalane ; Tch : Tchilit ; Ta : Tazat ; Se : Serouenout ; Eg-Al : Egéré-Aleksod ; Az : Azou-n-Fad ; Te : Tefedest ; La : Laouni ; Isk : Iskel ; It : In Teidini ; Za : Tin Zaouatene ; Tir : Tirek ; Ah : Ahnet ; Ou : In Ouzzal ; Ugi : Unité granulitique des Iforas ; Tas : Tassendjanet ; Ki : Kidal ; Til : Tilmes ; Tim : Timétrine.

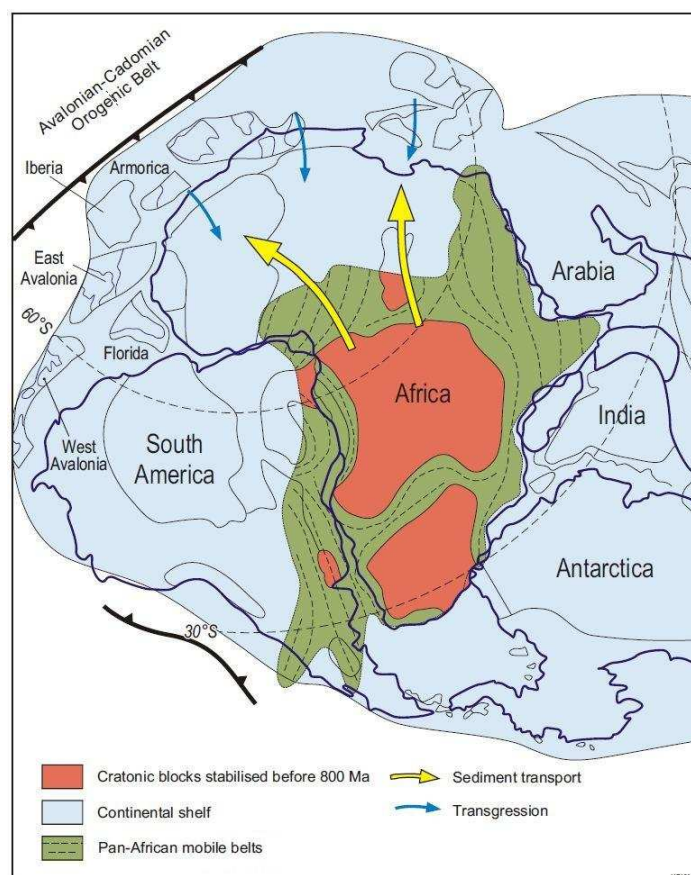


Figure I.5 - Paléogéographie du Gondwana au Paléozoïque inférieur (Craig et al., 2008)

2. Cambrien à Silurien : la couverture tassilienne

A la fin de l'orogénèse panafricaine, le Sahara est aplani, et une importante séquence de sédimentation commence. Cela va générer la formation des séries des bassins paléozoïques nord-africains, remplis par des sédiments cambro-ordoviciens, puis dévoniens, qui affleurent *aujourd'hui en cuestas* autour du Bouclier Touareg .

Au début du Cambrien, le Sahara est en cours d'aplanissement et sa position proche du pôle Sud va favoriser la mise en place de systèmes sédimentaires glaciaires avec des apports en provenance du Sud, qui vont perdurer pendant tout le Paléozoïque Inférieur (Figure I.5). A la faveur de rejeux tardi-panafricains dans le Bouclier Touareg et de l'érosion de la chaîne, des bassins où se déposent des séries molassiques se forment localement (Fabre, 2005). Le meilleur exemple en est les « Séries Pourpres de l'Ahnet », témoignant d'incursions marines et pouvant atteindre localement 6 km d'épaisseur (la base des sédiments aurait atteint 250°C d'après Caby, 2003).

Durant la seconde moitié du Cambrien, les rejeux panafricains tardifs s'atténuent et laissent place à une phase de sédimentation plus calme. De manière générale, des couches de grès de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur se déposent sur tout le Sahara, avec une sédimentation marine dans les Bassins Sahariens au Nord, de faible bathymétrie dans les séries en marge Nord du Hoggar et continentale au Sud (Fabre, 2005). Cette série va former l'ensemble morphologique des Tassilis Internes, qui est un important plateau affleurant actuellement en cuestas autour du Bouclier Touareg. Les variations d'épaisseur dans ces séries indiquent que certaines régions seraient restées des points hauts, comme Amguid dans la marge Nord du Hoggar (Guiraud, 2005) ou l'arche de Qarqaf (Lorenz, 1980). On doit probablement y voir les prémices des arches qui structureront les dépôts ultérieurs.

La transition Cambrien – Ordovicien, accompagnée d'une phase tectonique dite « sardinienne » (Fabre, 1988), entraîne quelques hiatus dans les séquences sédimentaires de la région. L'Ordovicien reste le siège d'une sédimentation massivement gréseuse, continentale ou marine en fonction des latitudes, façonnée par des cycles de régression-transgression. Durant l'Ordovicien moyen à supérieur, une déformation transpressive réactivant des structures panafricaines Nord-Sud s'exprimerait depuis les bassins d'Ahnet jusqu'à Murzuq (Beuf et al., 1971 ; Craig et al., 2008).

La transition Ordovicien – Silurien est marquée par une phase tectonique dite « taconienne ». Le Silurien, d'abord caractérisé par une déglaciation associée à une forte transgression, sera ainsi discordant sur les séries précédentes, la mer occupant le Bouclier Touareg au Silurien inférieur. Les arches, à l'aplomb des structures panafricaines du substratum, continuent de se développer (Craig et al., 2008).

Des hiatus et des discordances dans les séries sédimentaires siluriennes, traduisant un événement tectonique, marquent la transition avec le Dévonien. Cette phase, dite « calédonienne », traduirait un raccourcissement NW-SE, et accentuerait le développement des arches, notamment celles de Tihemboka et Qarqaf, ou encore dans les flancs Sud et Sud-Ouest de Ghadamès (Craig et al., 2008). Le début du Dévonien est marqué par une régression

générale, associée au dépôt de grès continentaux à marins de faible profondeur. Morphologiquement, ces dépôts forment un deuxième ensemble majeur, les Tassilis Externes. Durant la suite du Dévonien, au Sahara la sédimentation varie entre des grès et des conglomérats fluviatiles à des faciès marins peu profonds. La mer ré-envahit le Bouclier Touareg, les dépôts débordant alors les formations Siluriennes vers le Sud en étant moins épais et plus détritiques.

Un épisode extensif Dévonien Supérieur, qui est généralisé dans le domaine du Nord Gondwana, va générer une importante discordance dans les domaines sahariens et arabiques qui marque la transition avec le Carbonifère. Il est enregistré de la rotation de blocs, des soulèvements de dômes et du plissement local associé à des rejeux de failles N-S. Ces déformations, favorisant la mise en place de horsts et de grabens, accentueraient fortement la morphologie en arches et bassins, et pourraient être corrélées à des modifications thermiques de la lithosphère (Frizon de Lamotte et al., 2012).

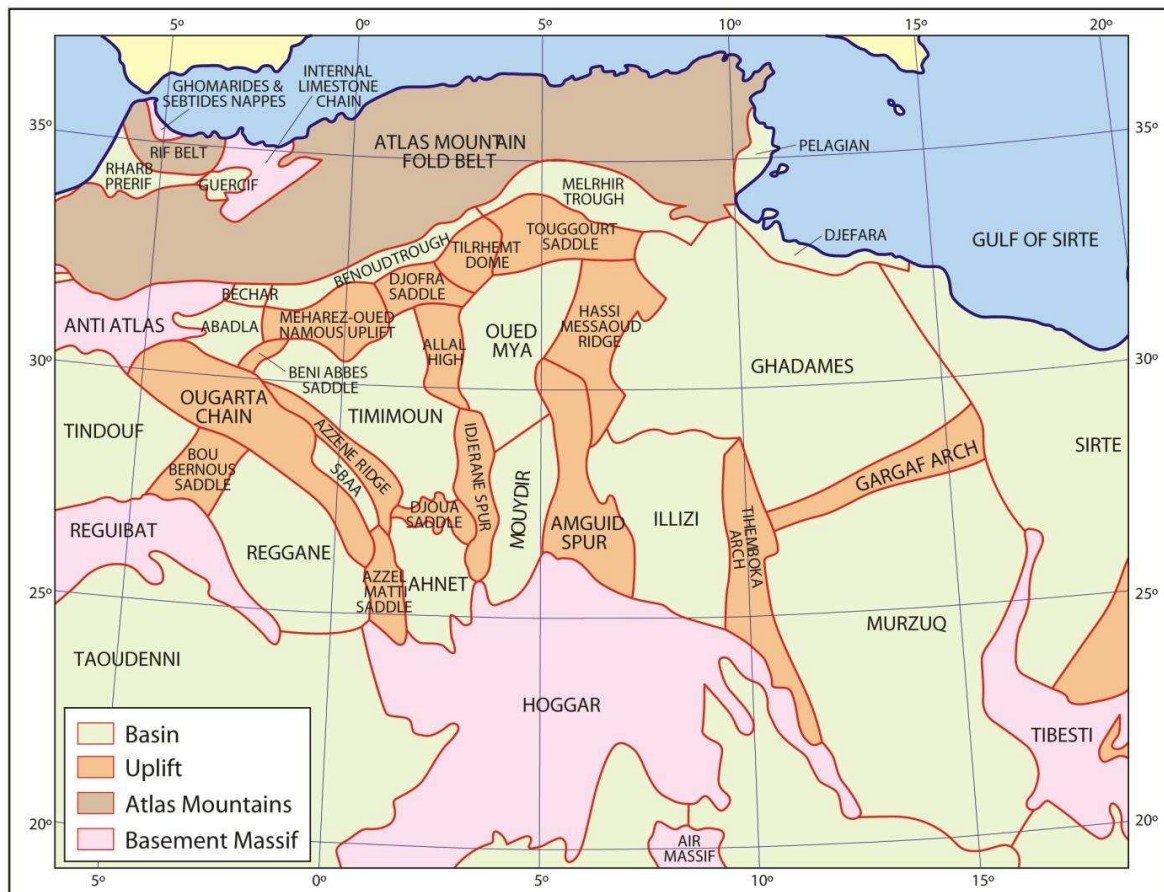


Figure I.6 - Arches et bassins en domaine saharien (modifié d'après Craig et al., 2008).

On peut ainsi voir que le domaine saharien a été le siège d'une sédimentation quasiment continue pendant le Paléozoïque, mais également que cette sédimentation a enregistré de nombreux mouvements verticaux de certaines zones de socle, dessinant un système en arches

et bassins au gré des différents épisodes tectoniques (Figures I.6, I.8 et I.9). Toutefois, ces séries sédimentaires (molasses pourprées, Tassilis Internes et Externes) sont aujourd'hui absentes sur les zones de socle, comme le Bouclier Touareg, la Dorsale Reguibat ou encore le Tibesti. Il n'est donc pas possible de savoir directement si, et dans quelle mesure, elles ont recouvert ces régions.

Le Bouclier Touareg pourrait ainsi déjà avoir été une arche majeure à la fin du Panafricain, impliquant une sédimentation ultérieure limitée voire même absente. Cependant il pourrait également avoir acquis ce caractère plus tard (à l'hercynien ? au Mésocénozoïque ?), et avoir été, entre l'Ordovicien et le Carbonifère, une zone de dépôt relativement similaire aux bassins environnants. L'affleurement actuel des Tassilis en boutonnière autour du Hoggar, ainsi que des directions de courant montrant des flux non perturbés par le Hoggar dans ces séries (Figure I.7) permettent de privilégier cette dernière solution.

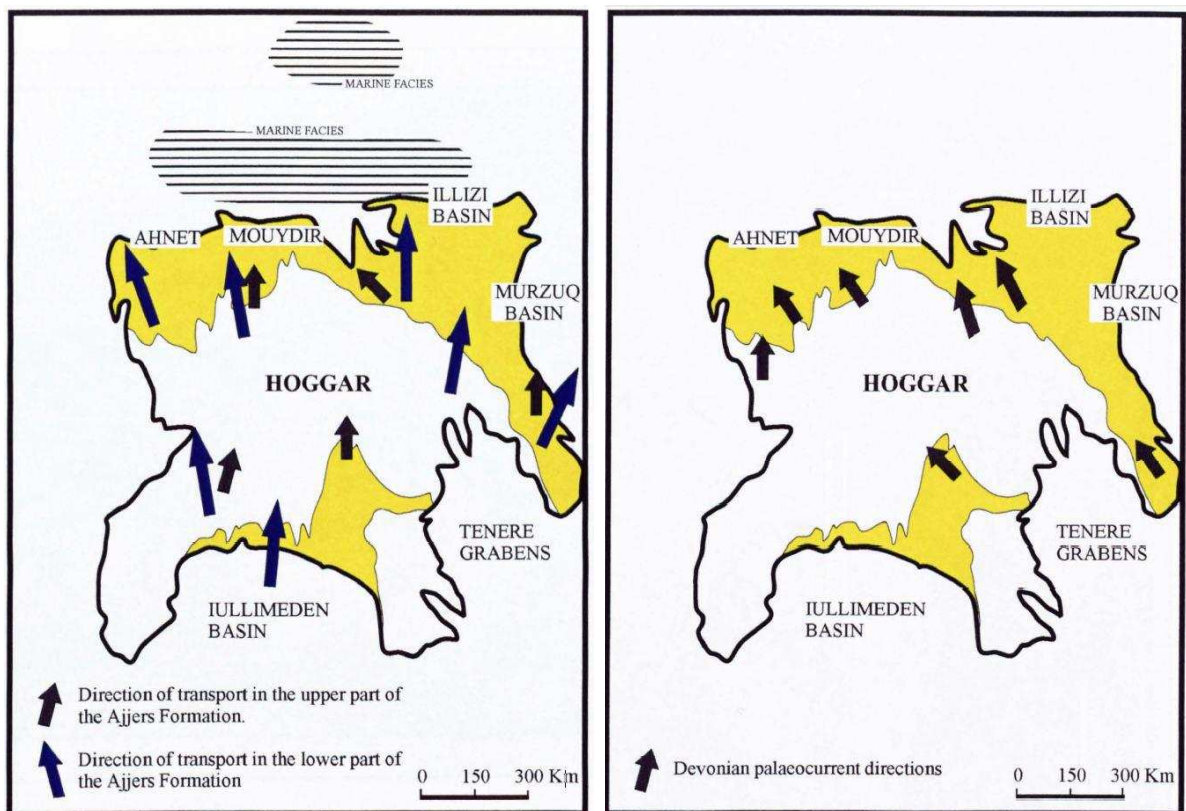


Figure I.7 - Directions de paléo-courants au Cambro-Ordovicien à gauche, et au Dévonien à droite, d'après Glover (1999 ; basé sur les travaux de Beuf et al., 1971).

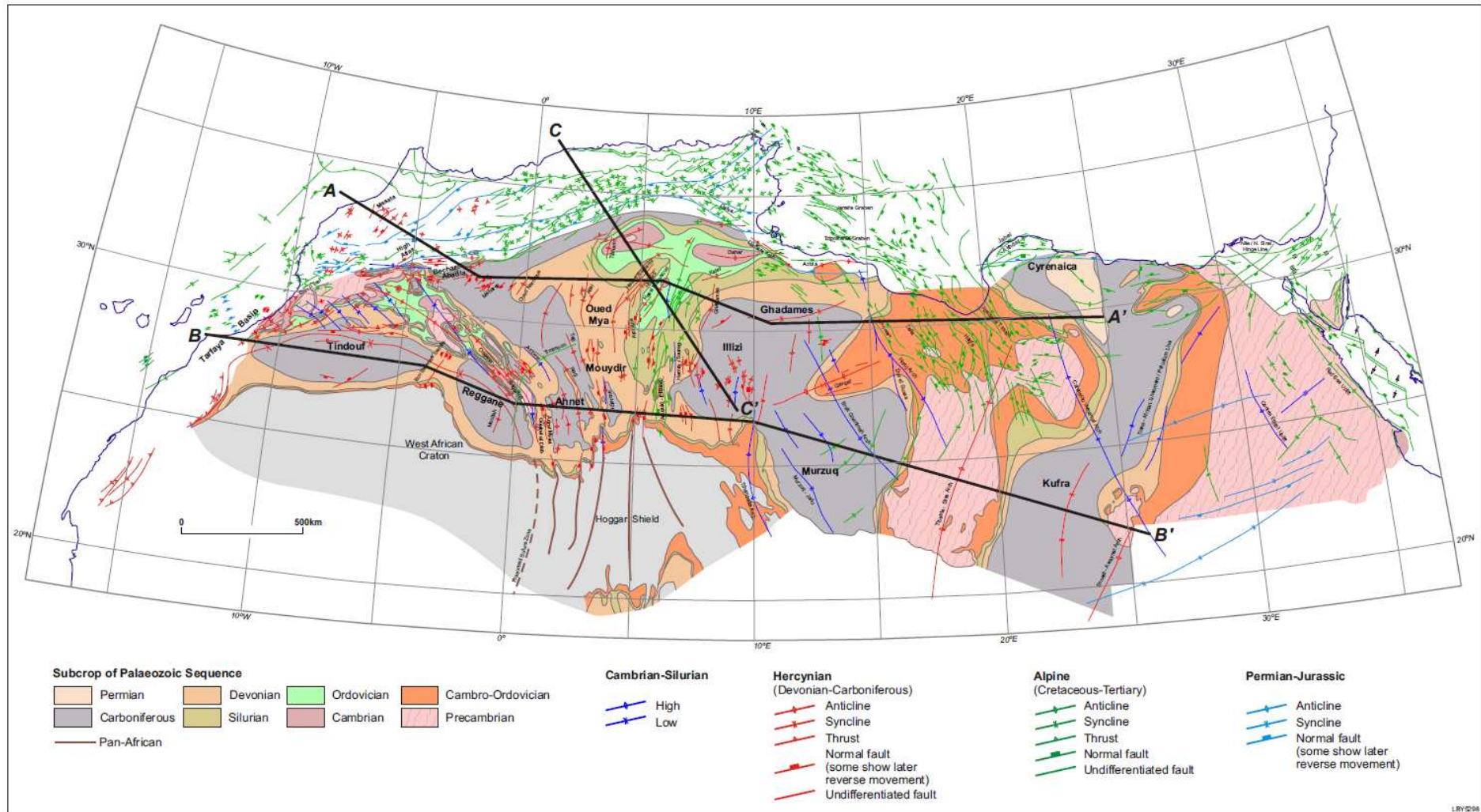


Figure I.8 : Carte de la discordance hercynienne, avec la position de figure I.9 (coupe B-B'), d'après Craig et al., 2008. Les séries affleurent en boutonnières autour des bombements de socle (Tibesti, Bouclier Touareg), tandis que les structures panafricaines dirigent l'orientation des structures tectoniques phanérozoïques. On remarque par exemple la continuité des orientations N-S du Bouclier Touareg dans les Bassins Sahariens, et ce quelles que soient la période (Paléozoïque comme Hercynien ou Alpin). La rotation significative des structures autour des marges du WAC (structures N-S dans le Hoggar, N135° dans l'Ougarta et E-W au Nord de Tindouf) témoigne de l'impact de premier ordre de la rhéologie lithosphérique sur la genèse des bassins. Le même phénomène est constatable avec les structures du Sahara central, du Hoggar oriental ou encore du golfe de Syrte, qui semblent s'organiser autour de terrains visiblement plus rigides (régions d'Illizi, Ghadames et Murzuq)

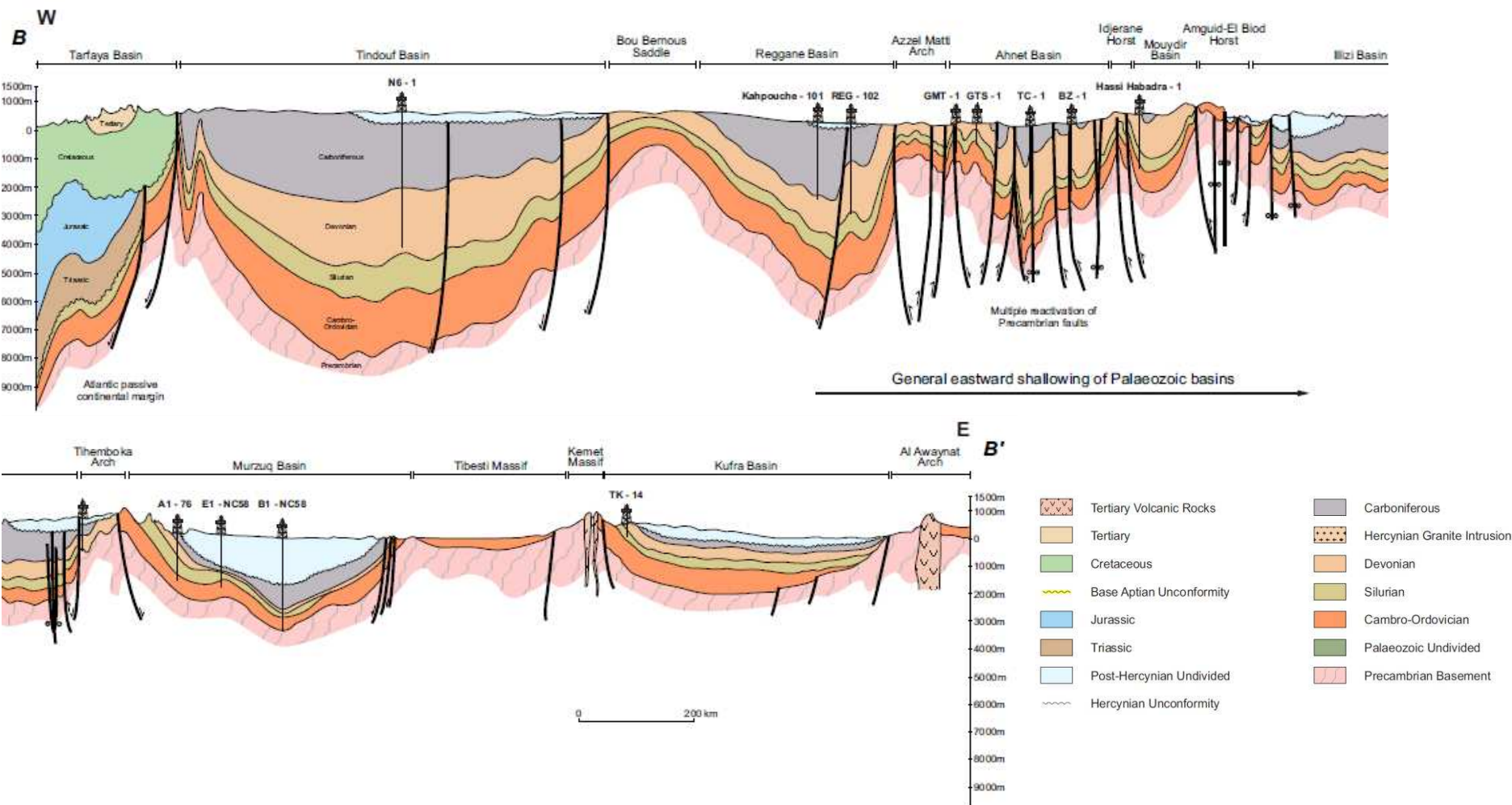


Figure I.9 : Coupe schématique E-W de la couverture sédimentaire en marge Nord du Bouclier Touareg (d'après Craig et al., 2008 ; tracé exact en figure I.9). Des dépôts post-Hercyniens recouvrent les terrains paléozoïques, déformés en une morphologie d'arches séparant des bassins. Cette morphologie serait donc acquise à l'Hercynien, avec une déformation qui se fait plus discrète vers l'Est (discordance moins marquée dans Murzuq ou Kufrah). Toutefois, les séries paléozoïques montrent des variations d'épaisseur significatives de part et d'autre des structures (le dévonien, par exemple, varie fortement entre Tindouf et l'arche de Bou Bernous, ou encore entre la partie Ouest et centrale du bassin d'Ahnet). Cela indique que, bien que la déformation majoritairement post-Carbonifère (donc hercynienne), la morphologie en arches et bassins a été initiée dès le début de Paléozoïque. Enfin, on remarque que ces mêmes structures peuvent également déformer le post-hercynien au Nord du Hoggar (Amguid, Illizi, Tihemboka). Ainsi cette figure illustre, d'une part, l'importance de l'héritage structural Panafricain sur tout le phanérozoïque, et d'autre part l'intérêt capital qu'il y a à mieux contraindre l'âge et l'évolution des dépôts post-hercyniens afin de préciser l'histoire de cette région.

3. Phase « hercynienne »

L'*orogénèse* varisque, liée à la fermeture de la Proto-Téthys et à la collision entre le Gondwana et le Laurussia, débute dans le Sahara durant le Carbonifère. Elle entraîne la réactivation des structures *préexistantes* et l'*accentuation de la morphologie en arches et bassins*.

Le Carbonifère va venir sceller la discordance liée aux épisodes extensifs tardi-dévonien. Une tectonique est détectée à cette période-là, notamment dans le bassin de Murzuq ; elle serait intensifiée au Carbonifère Supérieur, ayant un effet de soulèvement de toute la plateforme saharienne. De fait, une sédimentation terrigène continentale se met en place, cédant la place au Continental Intercalaire dans le sud du Sahara.

Les déformations Varisques les plus importantes, tardi Carbonifère – début Permien, sont enregistrées dans les chaînes du Nord de l'Algérie et du Maroc, avec l'apparition de plissements, de failles et de métamorphisme, traduisant un raccourcissement NW-SE (Craig et al., 2008 ; Figures I.8 et I.10). Au Sud de l'Algérie, à l'intérieur de la plaque, c'est au Permien Inférieur que le pic de déformation serait enregistré, avec un raccourcissement E-W à ENE-WSW (Zazoun, 2001 ; Haddoum et al., 2002), associé à un faible dépôt continental dans les Bassins Sahariens. Lors de cet épisode, la marge Nord du Bouclier Touareg est déformée, avec une réactivation des structures N-S en décrochement sénestre (Figures I.8, I.9 et I.10).

Le comportement à l'hercynien du Bouclier Touareg n'est pas clairement défini. Devant l'ampleur des déformations subies par sa marge Nord, il paraît probable que le Hoggar ait été lui aussi impacté par une déformation varisque. Pour autant, il n'est pas possible de savoir si c'est cet épisode de déformation qui a conféré au Bouclier Touareg sa morphologie actuelle, en érodant les (supposées, voir paragraphe précédent) séries paléozoïques. En effet cette érosion, si elle a eu lieu, a pu être anté-varisque (épisodes tectonique paléozoïques, comme la phase d'extension tardi-dévonienne), varisque, ou même mésozoïque.

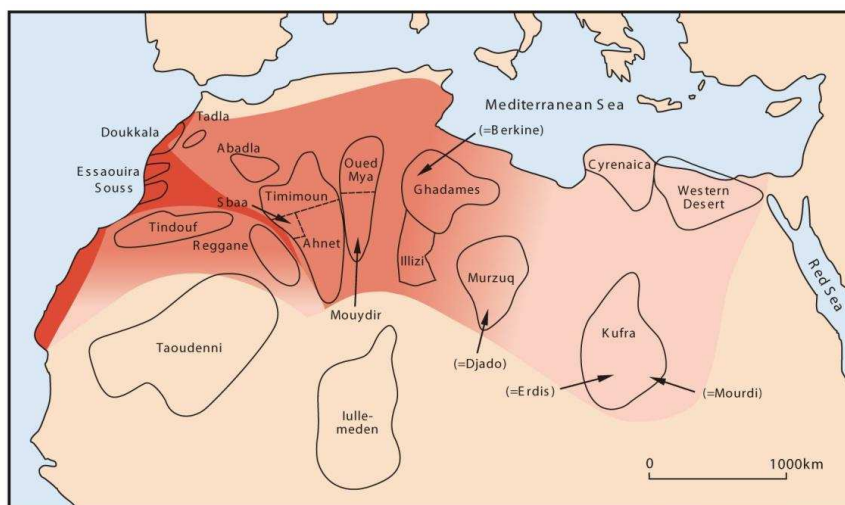


Figure I.10 – Carte d'intensité de la déformation varisque (modifié d'après Craig et al., 2008).

4. Tardi-Carbonifère à Crétacé Inférieur

4.1 Introduction

Une fois l'épisode hercynien terminé et la Pangée assemblée (Figure I.11), il y a mise en place d'une importante pénéplaine en domaine saharien. Des phénomènes extensifs apparaissent au centre de la Pangée, au niveau de l'ancienne suture hercynienne, à partir de 230 Ma. Ils permettent les dépôts de séries Triasiques et Jurassiques dans les parties septentrionales du Sahara.

A 201 Ma, une vaste province basaltique, la province magmatique centre-Atlantique (Central Atlantic Magmatic Province, CAMP) se met en place dans cette région (mais s'étend également plus loin, sa surface étant estimée à plus de 10 millions de km², Foulger, 2010 ; Figure I.12). Cette province se mettrait en place ~25 Ma après le début du rifting, et serait plus ou moins synchrone de l'apparition de la première croûte océanique Atlantique (McHone, 2000 ; Mchone et al., 2005). En domaine saharien, des dykes mafiques, des sills et des coulées se mettent en place. Ces systèmes ne sont décrits que dans le WAC ; en effet on n'en retrouve pas de traces à l'Est de la suture cratonique.

A partir du Jurassique Supérieur, de larges bassins intracontinentaux fluvio-lacustres vont se développer, formant les séries du Continental Intercalaire. Elles traduisent d'importants apports détritiques, provenant de l'érosion de reliefs générés par de rejeux de failles ou des soulèvements localisés d'arches. Depuis le Berriasien Inférieur jusqu'à l'Aptien inférieur, l'ouverture de l'Atlantique Sud induit une tectonique extensive en Afrique de l'Ouest, générant un ensemble de fossés E-W et NW-SE. Un changement dans les directions de contraintes intervient à l'Aptien inférieur (phase Autrichienne), autour de 119-120 Ma. Une forte subsidence est enregistrée dans les bassins orientés NW-SE (Ténéré, Téfidet), tandis que les Bassins Sahariens subiraient une compression E-W (Guiraud & Maurin, 1992). Le retour à une dynamique marine interviendra au Crétacé Supérieur, marqué par des transgressions majeures au Cénomani.

La paléogéographie du Bouclier Touareg n'est que très peu contrainte. L'importante sédimentation détritique (parfois grossière) continentale dans les bassins est nécessairement alimentée par une forte érosion de domaines forcément peu éloignés. Une surrection du socle du Bouclier Touareg, pendant la fin du Jurassique et le Crétacé Inférieur, est envisagée.

Une synthèse des histoires géologiques des différentes régions, dans un sens de rotation antihoraire autour du Bouclier Touareg, est présentée ci-dessous (voir support en fin de manuscrit). On détaillera ici : les Bassins Sahariens au Nord ; les régions occidentales du Tanezrouft – Tilemsi, la suture Panafricaine et le seuil de Gao ; le bassin méridional des Iullemeden ; le bassin du Tchad avec le seuil du Damergou, les fossés du Téfidet et du Ténéré ; et enfin le bassin intracratonique oriental de Murzuq.

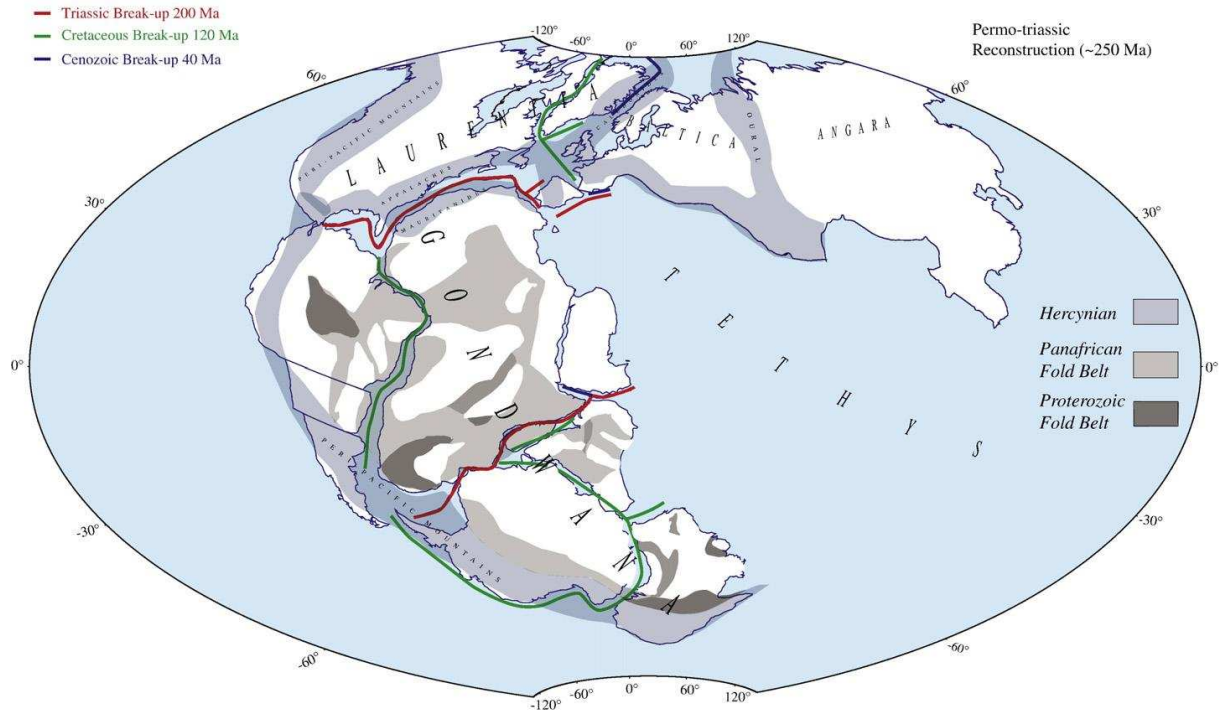


Figure I.11 – Paléogéographie générale de la Pangée au Permo-Trias, d'après Moulin et al., 2010. Y sont figurées les chaînes orogéniques hercyniennes, panafricaines et protérozoïques. Les traits de couleurs traduisent les futures zones de séparation de la Pangée : en rouge, l'écartement Trias supérieur ; en vert, au Crétacé Inférieur, et en bleu au Tertiaire.

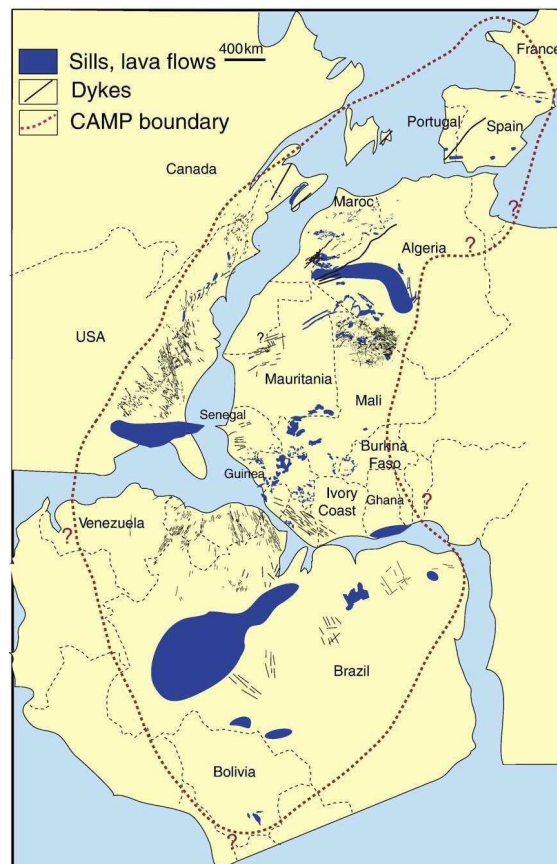


Figure I.12 – Localisation schématique du CAMP (Coltice et al., 2008).

4.2 Les Bassins Sahariens

Les épisodes extensifs du Trias vont générer du rifting en domaine Atlasique mais également au Nord des Bassins Sahariens (Figure I.13). Le Trias et le Jurassique Inférieur ne sera principalement cantonné qu'aux Bassins Sahariens septentrionaux (Nord de l'Oued Mya, Ghadames). La sédimentation y est variable : principalement salifère au Trias (Nord de l'Oued Mya, Ghadames), elle devient ensuite argilo-carbonatée au Jurassique Inférieur. Dans les zones plus méridionales (marges Nord du Hoggar), les rares dépôts traduisent un caractère plus détritique (Busson et Cornée, 1991 ; Fabre, 2005).

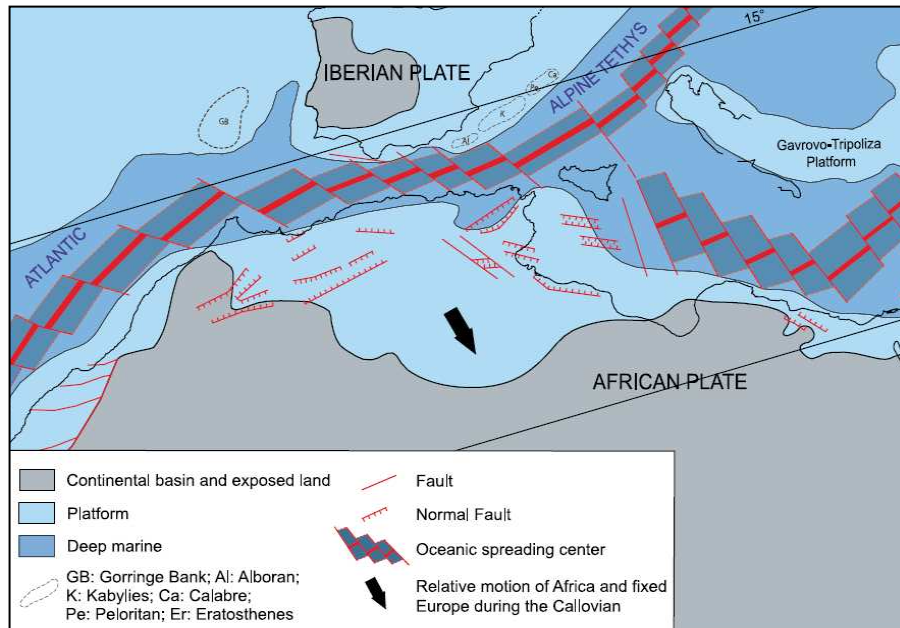


Figure I.13 – Paléogéographie de l'Afrique du Nord au Jurassique Supérieur (160 Ma ; modifié d'après Frizon de Lamotte et al., 2011).

A partir du Jurassique Supérieur, et jusqu'au Cénomaniens, la sédimentation devient clairement continentale : ce sont les séries du Continental Intercalaire, fluvio-lacustres, à apports détritiques importants. Elles sont difficilement datables, mais la majeure partie serait néanmoins attribuée au Crétacé Inférieur, le Jurassique montrant des apports détritiques moins grossiers et en moins grande quantité. Dans la partie Nord du Sahara, ces dépôts recouvrent les séries de faible bathymétrie du Trias et du Jurassique Inférieur, et ils montrent là des épaisseurs importantes (Figure I.14). Dans le Sud et à l'Ouest, en marge du Bouclier Touareg, les séries sont plus fines, plus détritiques et elles scellent souvent la discordance hercynienne.

Le Continental Intercalaire dans les Bassins Sahariens est interprété comme résultant d'un grand système deltaïque (Lefranc & Guiraud, 1990 ; Figures I.14 et I.15) qui prendrait sa source dans les hauts topographiques à l'Ouest (l'Ougarta) et au Sud (Bouclier Touareg). Cet appareil sédimentaire serait perturbé par un important épisode de déformation au Crétacé Inférieur (Figure I.16). Les anciennes structures panafricaines N-S, plusieurs fois réactivées durant le Paléozoïque, vont alors subir des rejeux, principalement en décrochement sénestre (Aït Hamou et al., 2000 ; Craig et al., 2008). Cette déformation traduit une phase de serrement E-W, dite « autrichienne », qui serait liée à la rotation antihoraire de la plaque Afrique, induite

par l'ouverture généralisée de l'Atlantique à l'Albien (Figure I.17 ; Guiraud et Maurin, 1992 ; Craig et al., 2008).

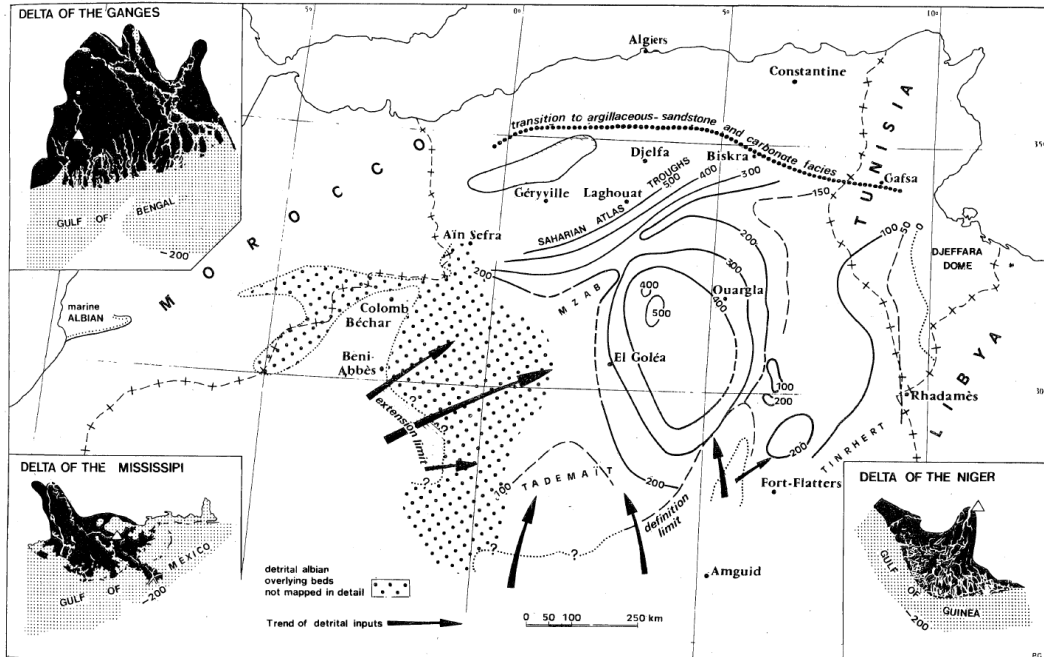


Figure I.14 – Carte d'épaisseur de l'Albien gréseux, ainsi que trois autres grands systèmes deltaïques actuels à la même échelle, d'après Busson et Cornée (1991). Dans la partie Nord-Est, les grès sont fins à pélitiques. Des grès à grains moyens, des graviers ou des galets apparaissent sur les marges Ouest (Mzab), Sud-ouest (Tademaït) ou Sud (Tinherth).

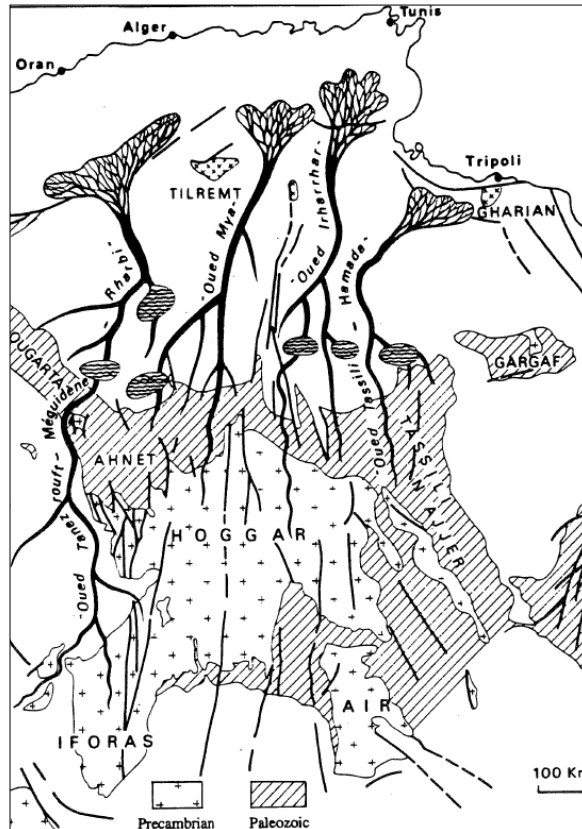


Figure I.15 – Esquisse de la géographie du Sahara pendant le Crétacé Inférieur, d'après Lefranc et Guiraud (1990).

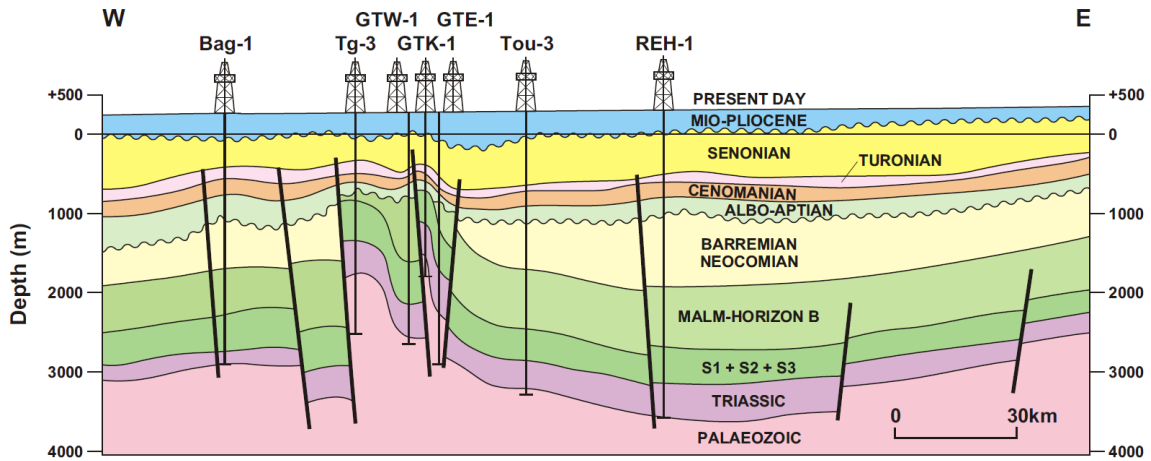


Figure I.16 - Coupe schématique E-W à travers l'Oued Mya, modifié par Craig et al. (2008) d'après Boudjema & Tremolieres (1987). On constate l'ampleur des déformations autrichiennes qui permettent l'érosion de Jurassique Supérieur. Des phases de déformation antérieures (Jurassique Supérieur) sont également mises en évidence.

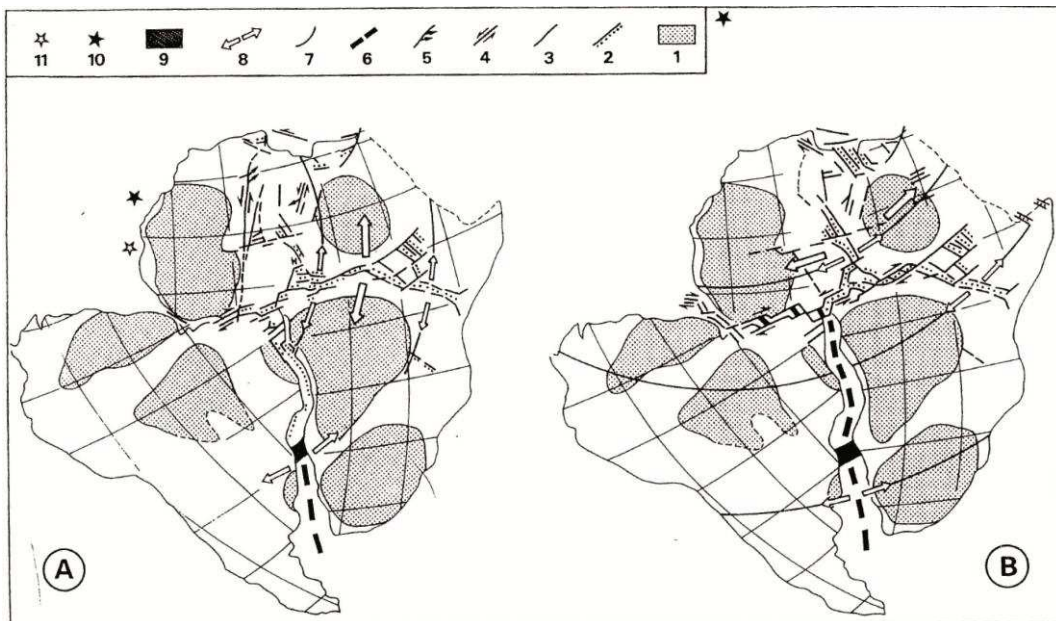


Figure I.17 – Les deux étapes du développement des rifts africains pendant le Crétacé Inférieur, avec le Barrémien (A) et l'Albien (B), d'après Guiraud et Maurin, 1992. 1 : craton ; 2 : rift ; 3 : faille active ; 4 : faille décrochante majeure ; 5 : zone de compression en extrémité d'accident décrochant ; 6 : croûte océanique ; 7 : ligne de rivage ; 8 : direction d'extension ; 9 : dorsale Walvis-Rio Grande ; 10 : pôle de rotation d'après Fairhead (1988) et Klitgord and Schouten (1986) ; 11 : pôle de rotation proposé par Guiraud et Maurin, 1992.

4.3 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao

Dans les régions occidentales du Bouclier Touareg (Adrar des Iforas, Tilemsi-Tanezrouft), le Continental Intercalaire débute dès le Permien. Ces terrains sont généralement discordants sur le socle dans l'Adrar des Iforas, tandis que du côté de Taoudéni, cette même couverture est en discordance cartographique sur l'anté-Permien (Bassot et al., 1981). Les séries sont composées d'un Permo-Trias détritique, et de Jurassique à Crétacé inférieur (alternances de sables, grès et

argiles). Elles sont estimées dans le Tilemsi entre 500 et 1000 m d'épaisseur (Bellion, 1989). Au Crétacé inférieur, la partie orientale du bassin, qui correspond à la zone de suture panafricaine, est le siège d'une épaisse (au moins 500 m) sédimentation grés-argileuse continentale et lacustre qui, selon Bellion (1989), suppose une subsidence active liée à un jeu en distension. Dans le Tilemsi des intrusions magmatiques sont datées du Permien (Liégeois et al., 83 ; Bellion, 1989) ; mais d'après Sauvage & Savard (1985), il pourrait également y avoir un épisode magmatique crétacé.

Le fossé de Gao, par lequel communiquent ces régions et le bassin des Iullemeden, est limité par des accidents d'orientation NW-SE et, dans la partie médiane du fossé, E-W. Le fossé de Gao se superpose assez précisément à la suture panafricaine (Fabre et al., 1982) et découlerait du jeu en distension de cette zone de faiblesse. Il présente l'allure d'un demi- graben plongeant vers le Sud-Ouest, dans lequel le remplissage crétacé atteindrait 3500 à 4000 m d'épaisseur (Guiraud et al., 1985). Il se serait formé dès le Crétacé Inférieur, le caractère rythmique de la sédimentation dénote une certaine continuité dans l'effondrement de cette structure (Bellion, 1989).

4.4 Le bassin des Iullemeden

Dans le bassin des Iullemeden, le Trias et le Jurassique Inférieur sont limités à la partie Nord du bassin (bassin de Tim Mersoï). Ce sont des dépôts fluviaux de plaine, qui traduisent un apport venant du Sud. La sédimentation, d'abord assez fine au Trias inférieur, traduit l'absence de manifestations tectoniques. Elle devient ensuite plus grossière, soulignant une reprise d'érosion vigoureuse, possiblement liée à des soulèvements dans l'Aïr (Bellion, 1989). A cette sédimentation fluviale se mêlent en effet des épandages de piémont très grossiers, et des éléments volcano-magmatiques acides. La géométrie des dépôts témoignerait d'une grande instabilité tectonique liée à des réajustements le long de grandes structures (Valsardieu, 1971).

Du Jurassique Supérieur au Berriasien, le domaine en sédimentation s'élargit considérablement, jusqu'aux abords de l'Adrar des Iforas, à la suite d'une inondation de grande envergure qui survient au début du Jurassique supérieur. Les dépôts marquent une sédimentation homogène, détritique fine et chimique, qui supposerait une subsidence lente et continue, en l'absence de tout autre événement tectonique brutal généralisé.

Au Crétacé inférieur et jusqu'au Cénomaniens, la sédimentation acquiert une dominante détritique grossière: des grès associés à des intercalations plus fines d'argiles ou de calcaires envahissent l'ensemble du bassin. Ils évoqueraient un paysage de larges vallées occupées par des zones marécageuses, de lacs et de puissants fleuves permanents divaguant dans de nombreux chenaux, sous l'influence d'un climat tropical humide et tropical aride (Bellion, 1989). D'après ce même auteur, l'aire de sédimentation s'est également accrue vers l'Est, l'Aïr ayant été ponctuellement recouvert. Le contact de base entre le Crétacé Supérieur et les termes précédents serait souligné par une surface de ravinement et de remaniement, voire surmonterait directement le socle cristallin aux abords de l'Aïr.

4.5 Les bassins du Tchad : Damergou, les fossés du Téfidet et du Ténéré

Au Berriasien débute l'ouverture du réseau de fossés sub-sahariens (Figure I.17 ; Guiraud et Maurin, 1992 ; Genik, 1993), en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud qui génère une extension NNE-SSW. A l'Albien, l'ouverture de l'Atlantique se généralise et la direction d'extension devient ENE-WSW (phase autrichienne), accélérant alors la subsidence dans les fossés du Ténéré et du Téfidet tandis que les marges Nord du Hoggar subissent une compression E-W.

La région du seuil du Damergou fait communiquer le bassin des Iullemeden avec celui du Tchad. Comme pour les dépôts du bassin des Iullemeden, des formations continentales attribuées au Crétacé Inférieur (600 m environ) reposent soit sur les termes précédents plus fins (Jurassique à Berriasien), soit sur le socle de l'Aïr. Toutefois elles s'amincissent du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Bellion, 1989).

Le graben du Téfidet, d'orientation NW-SE, est situé à l'extrémité Sud-Est du massif de l'Aïr (Figures I.18 et I.19). Des séries comparables à celles du Damergou, en discordance sur le socle, atteignent une puissance de 600 m au centre du graben. D'après Faure (1966) et Bellion (1989), d'importantes variations de l'épaisseur des séries (60m en bordure Nord-Ouest, à plus de 1000m au bord Sud-Est) traduiraient la remontée du socle de l'Aïr ainsi que le jeu synsédimentaire de l'accident oriental qui limite le fossé. Le fossé de Téfidet aurait ainsi l'aspect d'un demi-graben penté vers le Sud-Est.

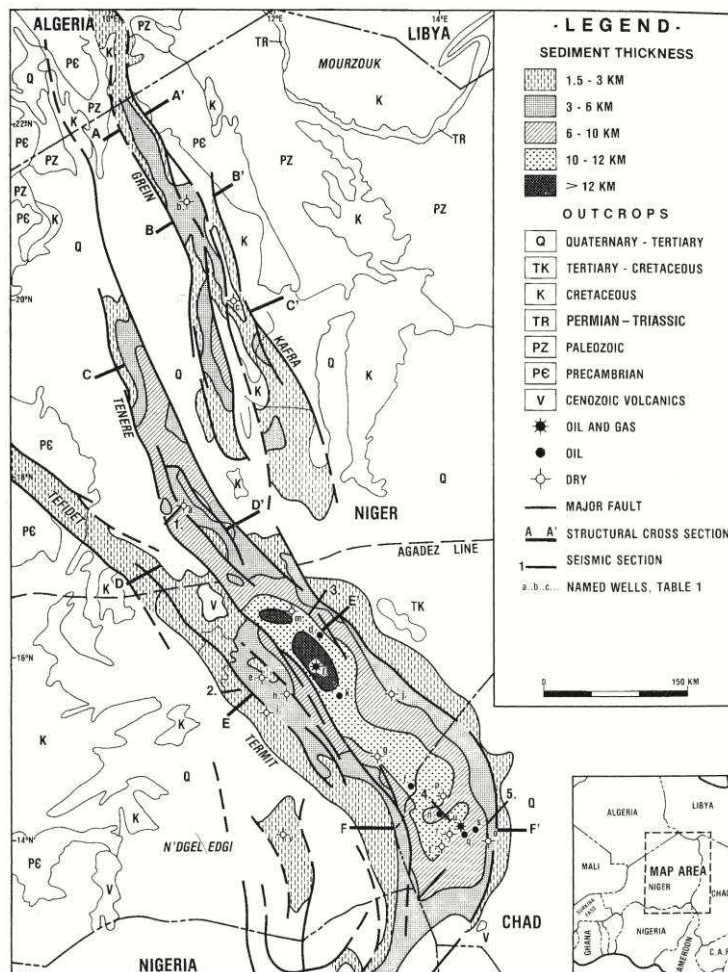


Figure I.18 – Carte d'épaisseur des sédiments (d'âge Crétacé Inférieur à Holocène) dans les fossés du Ténéré, de Téfidet et de Termit, avec la position des coupes de la figure I.19, d'après Genik (1993).

Dans les fossés du Ténéré (Figure I.18 et I.19), des formations continentales sont également en contact direct avec le socle précambrien (Genik, 1993). Souvent avec une base conglomératique, elles montrent des grès grossiers clairs, des stratifications obliques fortement pentées vers l'ouest et soulignées par des lits de graviers. Elles correspondraient au sommet du Crétacé Inférieur, anté-Cénomanien (Bellion, 1989).

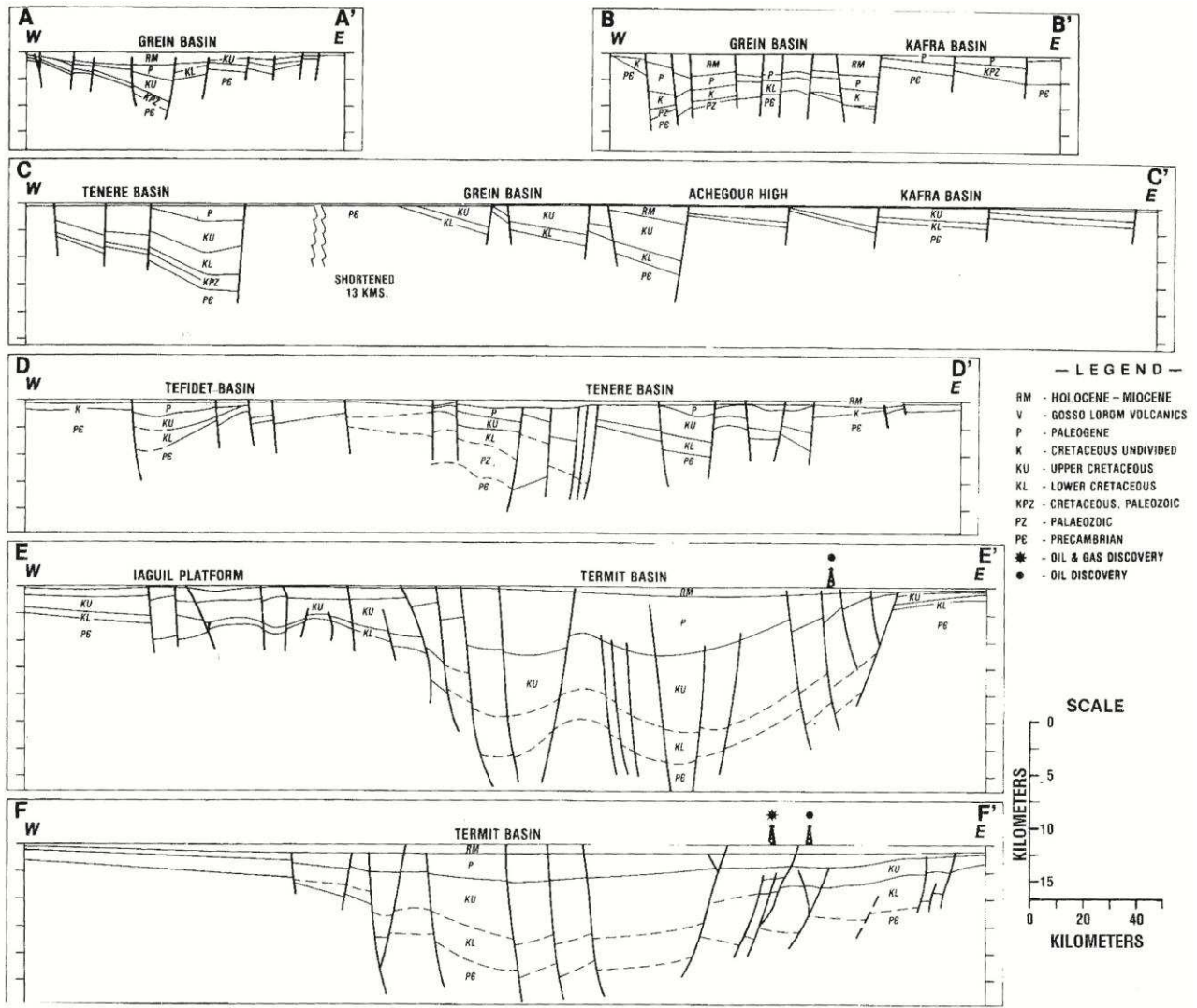


Figure I.19 – Coupes schématiques des fossés du Ténéré – Téfidet, d'après Genik (1993). La position des coupes est reportée en Figure I.18. On constate que les fossés apparaissent au Crétacé Inférieur, avec des dépôts se mettant en place parfois sur du paléozoïque, mais bien souvent directement sur le socle panafricain. Le remplissage des fossés est maximal au Crétacé Supérieur, mais se poursuit également pendant le Cénozoïque.

4.6 Le bassin de Murzuq

Le bassin de Murzuq montre, en discordance sur du Carbonifère marin, une série de grès continentaux d'âge permien à crétacé inférieur correspondant aux séries du Continental Intercalaire (Figure I.20). D'après la nature métamorphique des grains de quartz constituant la série (Lorenz, 1980), une érosion de socle dans le Tibesti et/ou le Hoggar serait nécessaire. Cela implique d'une part une mise à l'affleurement du socle et donc l'érosion préalable de la

pile sédimentaire paléozoïque du Tibesti et/ou du Hoggar. D'autre part, cela implique une érosion de ce socle affleurant, ce qui traduirait donc une remontée du socle (Figure I.21). D'après ce même auteur, l'arche de Qarqaf ne serait pas à l'origine des apports détritiques de Murzuq, et montrerait une topographie mineure au Crétacé Inférieur, les formations du Crétacé Inférieur étant préservées sur la partie Nord de l'Arche.

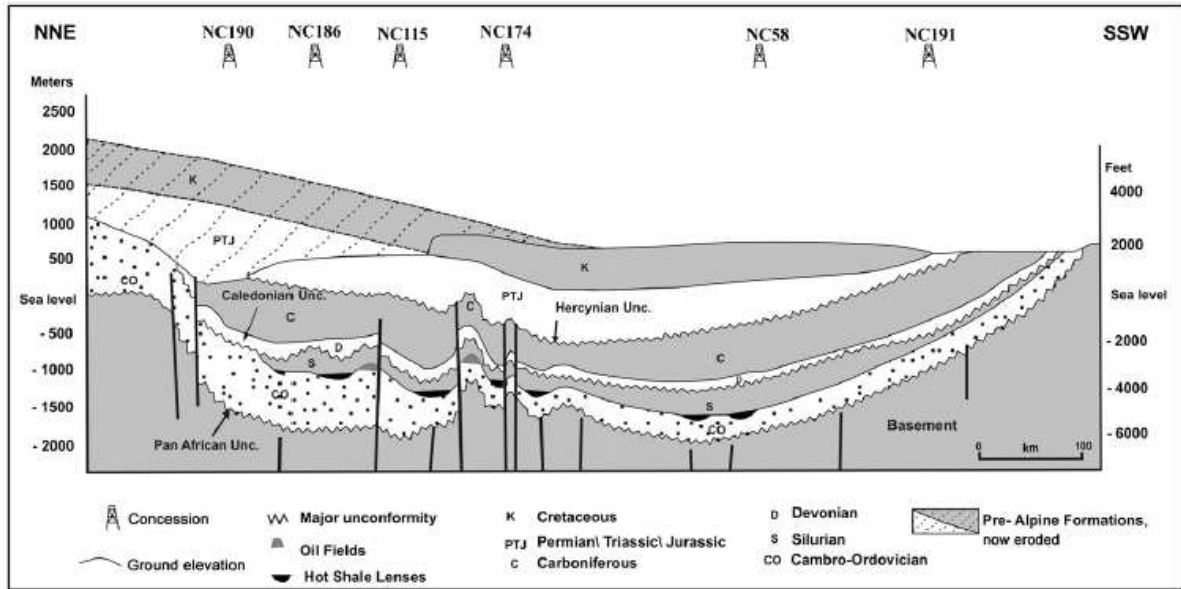


Figure I.20 - Coupe schématique NNE-SSW traversant le bassin de Murzuq, d'après Davidson et al. (2000). On peut remarquer que la discordance hercynienne est déformée au centre du bassin, ce qui traduit des rejeux permien et mésozoïques qui ne semblent toutefois pas affecter le Crétacé. La limite entre le Jurassique et le Crétacé n'étant pas notée en discordance, il semblerait que les importantes différences d'épaisseur du Permien-Trias-Jurassique relèvent d'une subsidence localisée du centre du bassin, qui ne semble pas être active au Crétacé.

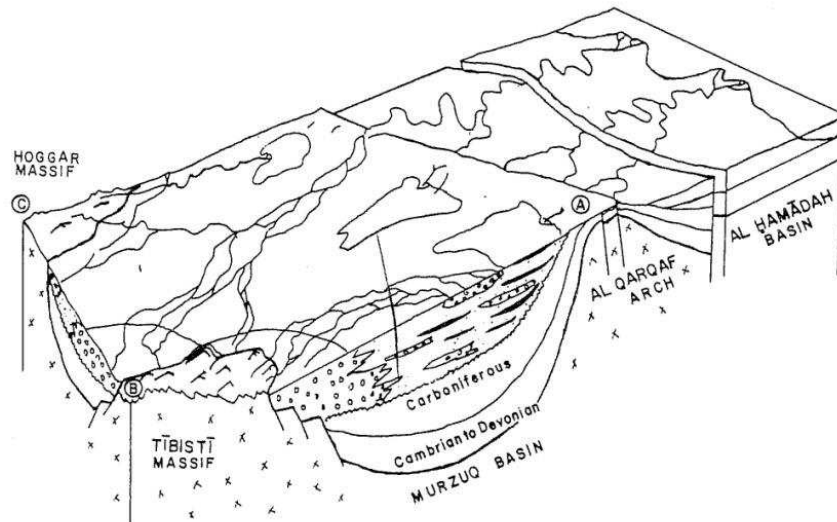


Figure I.21 – Suggestion de paléogéographie du bassin du Murzuq au Continental Intercalaire (d'après Lorenz, 1980). Selon l'auteur, le massif du Tibesti serait la principale source des sédiments détritiques du bassin de Murzuq, mais le Bouclier Touareg pourrait également y contribuer.

4.7 Synthèse : la paléogéographie du Bouclier Touareg jusqu'au Crétacé Inférieur.

Dans le Sahara, les termes anté-Crétacé sont enregistrés dans un certain nombre de zones subsidentes : le Nord des Bassins Sahariens, qui subit une extension liée à l'ouverture de l'Atlantique central à partir du Trias ; le bassin de Murzuq, qui montre une importante subsidence associée à des déformations ; le bassin de Tim Mersoï, au Nord des Iullemeden, avec d'une part des apports fins venant du Sud, mais également des apports grossiers et une subsidence locale, éléments qui traduisent des déformations du Bouclier Touareg ; et la zone de suture cratonique (Tanezrouft, Tilemsi) qui subit dès le Permien un remplissage d'éléments détritiques. Le Bouclier Touareg, au carrefour de ces zones subsidentes, peut être considéré comme la source la plus probable des éléments détritiques. Mais on ne sait pas vraiment si ces apports résultent de l'érosion d'un dôme de socle ayant une morphologie comparable à l'actuelle, ou de la pénéplanisation tardive d'une zone de déformation hercynienne, qui se débarrasserait alors de ses derniers lambeaux de couverture paléozoïque.

Au Crétacé Inférieur, l'ouverture de l'Atlantique Sud génère d'une part une tectonique extensive au Sud du Bouclier Touareg (seuil de Gao, bassins du Tchad), d'autre part des déformations compressives dans les Bassins Sahariens (phase autrichienne). Cette tectonique intervient en même temps qu'une accélération des processus de sédimentation dans le Sahara. En effet, la sédimentation, jusqu'alors cantonnée à des zones subsidentes, devient massivement continentale et s'étale sur toute la plateforme saharienne, et pas uniquement dans les zones d'extension. Elle recouvre des termes mésozoïques antérieurs, dans les zones précédemment subsidentes ; mais également du paléozoïque, voire même du socle, lorsqu'on s'approche du Bouclier Touareg. Par ailleurs des débris d'Angiospermes, retrouvés dans ces séries du Crétacé Inférieur, traduisent l'existence de terrains d'altitude significative (> 1500 m ; Lefranc & Guiraud, 1990). De plus, les apports détritiques montrent une teneur significative en minéraux lourds, ce qui traduit une érosion de socle (Lorenz, 1980 ; Lefranc & Guiraud, 1990). Tout laisse donc penser que le Bouclier Touareg était alors en position haute, dominant et alimentant les vastes systèmes fluvio-lacustres sahariens.

Parallèlement à cela, des traces d'activité magmatique sont enregistrées au Sahara durant le Crétacé Inférieur. Un épisode magmatique crétacé est suggéré dans le Tilemsi (Sauvage & Savard, 1985), tandis que des traces d'activité volcanique Crétacé Inférieur auraient été constatées dans des xénolites mantelliques cénozoïques du Djebel Taharaq (Dautria, 1988). Enfin, le bassin des Iullemeden enregistre clairement un volcanisme acide, qui est directement relié à une activité magmatique dans l'Aïr (Bellion, 1989). Il semblerait donc que le Bouclier Touareg soit le siège d'une activité magmatique, certes diffuse, peut-être liée à son potentiel bombement.

Des dépôts sédimentaires sont enregistrés sur le socle du Hoggar au cours du Crétacé. Leur âge est discuté, ces séries pourraient être crétacées inférieures comme cénomaniennes. Elles sont décrites dans le paragraphe suivant.

5. Crétacé Supérieur

Cette époque est caractérisée par une importante transgression qui atteint, au moins, les marges du Hoggar, et mettrait en place des voies marines *entre la Téthys et l'Atlantique*. Le maximum de la transgression serait atteint à la fin du Cénomaniens – Turonien, associé à un réchauffement général du climat, et les niveaux marins les plus hauts de tout le Phanérozoïque. La convergence Europe-Afrique qui débute s'exprime par des phases d'activité tectonique.

5.1 Introduction

Au Crétacé Supérieur, la convergence Eurasie-Afrique implique la fermeture progressive de la Téthys alpine et de la Néo-Téthys (Frizon de Lamotte et al., 2011). Une principale phase tectonique est enregistrée dans la Sahara. Elle intervient entre le Santonien et le Campanien, où une modification de la cinématique des plaques génère une accélération abrupte de l'Afrique par rapport à l'Europe, et une compression orientée N130° à N160° (Guiraud et al., 2001 ; Guiraud, 2005). Une seconde phase tectonique tardi-Crétacée à Paléocène, mal définie, est également parfois marquée dans les bassins, mais de manière plus locale.

Parallèlement à ces déformations, les Bassins Sahariens, jusqu'ici en dynamique continentale, subissent d'importantes transgressions et retrouvent une sédimentation marine, souvent marquée par des dalles calcaires. Les déformations de la plaque accélèrent la subsidence dans les bassins du Tchad, qui stockent alors de grandes quantités de sédiments. Dans le Bouclier Touareg, des traces de sédimentation témoigneraient d'une topographie relativement faible.

5.2 Les Bassins Sahariens

La hausse du niveau marin entraîne la mise en place de grandes plateformes carbonatées qui viennent chapeauter les formations continentales précédentes. Les dépôts sont marins (Figure I.22) sauf lors de brèves régressions. Les apports détritiques venant du S-SW sont nettement réduits (Fabre, 2005). Les épisodes tectoniques sont imprimés, des structures compressives E-W à ENW-WSW se développant.

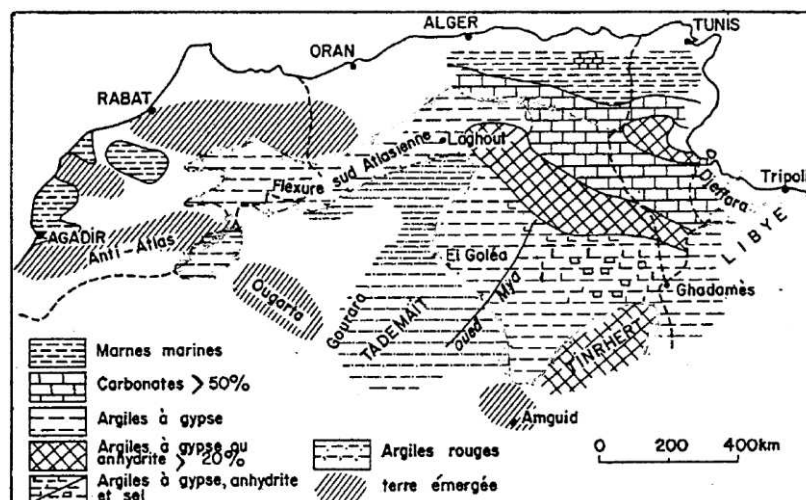


Figure I.22 – Schéma de la répartition des faciès dans les Bassins Sahariens au Cénomaniens, modifié par Fabre (2005) d'après Busson (1971).

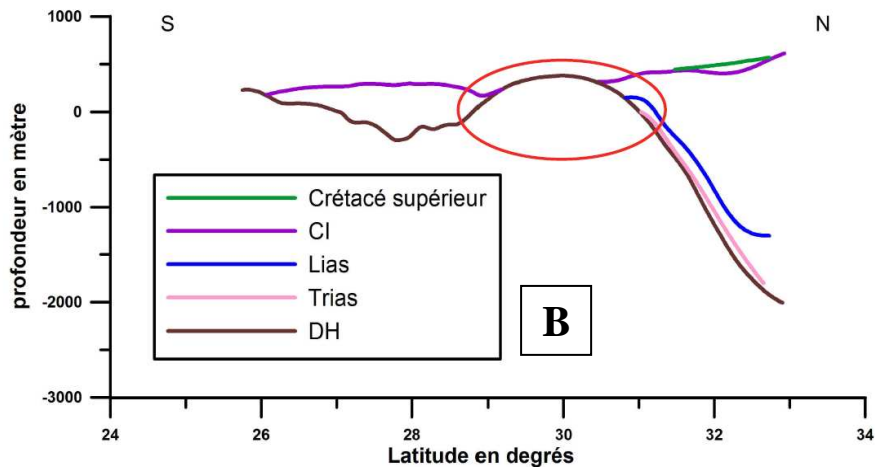


Figure I.25 – Coupe B. Les traits de couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI : Continental Intercalaire ; DH : discordance Hercynienne. La forme rouge entoure une arche majeure.

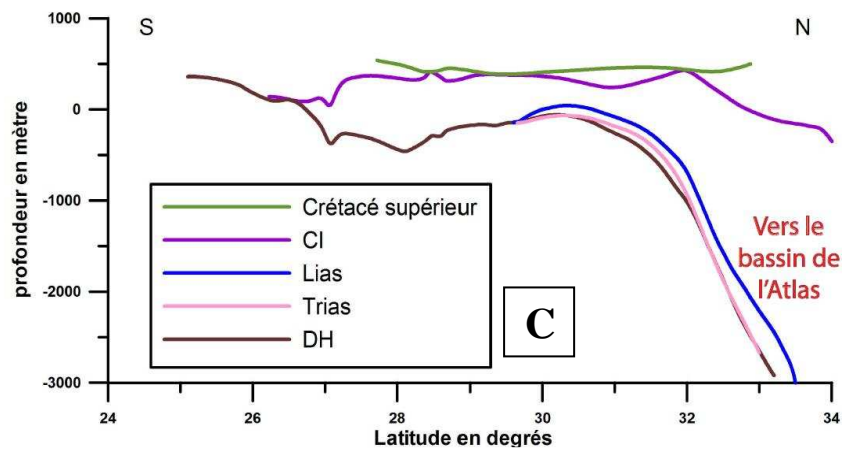


Figure I.26 – Coupe C. Les traits de couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI : Continental Intercalaire ; DH : discordance Hercynienne.

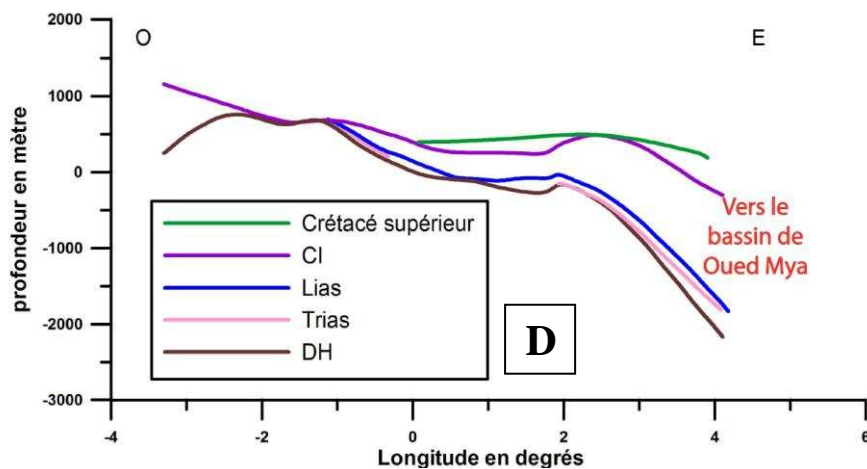


Figure I.27 – Coupe D. Les traits de couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI : Continental Intercalaire ; DH : discordance Hercynienne.

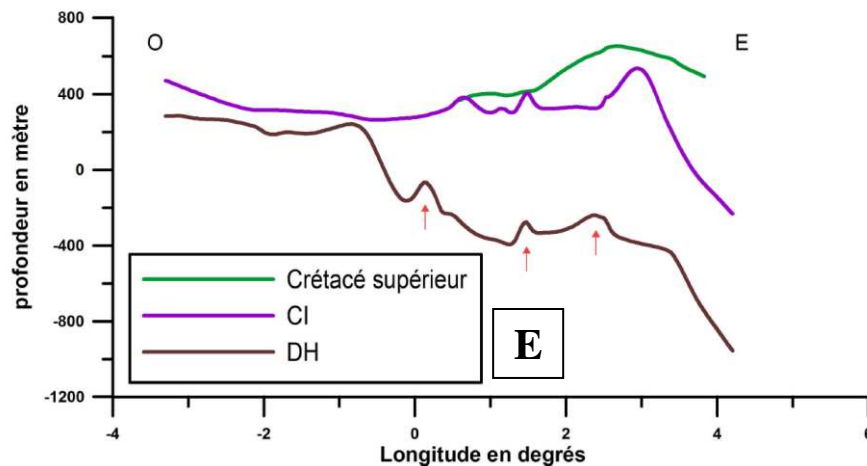


Figure I.28 – Coupe E. Les traits de couleur représentent le toit des séries concernées, ou des discordances. CI : Continental Intercalaire ; DH : discordance Hercynienne. Les flèches rouges montrent des déformations de la discordance Hercynienne.

Ces travaux confirment les éléments présentés précédemment. Au début du Mésozoïque, l'ouverture de l'Atlantique central induit de l'extension et une subsidence qui permet le dépôt de Trias et de Lias, principalement dans les parties Nord-Est des Bassins Sahariens. Il semblerait que les arches jouent alors le rôle de barrières sur lesquelles les dépôts Trias et Lias viennent buter en onlap. Par la suite, les dépôts du Continental Intercalaire surmontent ces arches, et viennent se déposer jusqu'aux régions Sud-Ouest, jusqu'ici à l'érosion.

Des déformations, cachetées par le Crétacé Supérieur, s'opèrent pendant le Continental Intercalaire. D'après Galmiche (2012), la coupe E montre des grands plis d'axe N-S (et non des accidents, car la zone serait très peu faillée) qui seraient liés à la phase de compression autrichienne à l'Albien. Ces déformations s'amortissent en allant vers le Nord (elles sont absentes de la coupe D). Les coupes A et C montrent une importante arche allongée en E-W. D'après Galmiche (2012), l'importante arche entourée en rouge sur les coupes A et B, bien qu'allongée en E-W, serait réactivée lors de la phase Autrichienne. Cela traduit la complexité de cet événement qui reste relativement mal contraint.

5.3 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao

Cette région montre une sédimentation qui alterne entre les dynamiques continentales et marines, au gré de plusieurs transgressions. En effet la sédimentation continentale, détritique fine ou chimique est souvent interrompue à plusieurs niveaux par des niveaux gypseux ou carbonatés. Ces dépôts traduiraient probablement l'établissement de voies marines entre la Téthys et les Iullemmeden, principalement au Maastrichtien (Bellion et al., 1989 ; Amard, 1996 ; Guiraud et al., 2005). Le regain d'instabilité tectonique au Santonien se traduit par un jeu des structures et une accélération de la subsidence, avec des épaisseurs qui augmentent et un caractère détritique plus marqué.

5.4 Le bassin des Iullemeden

Au Cénomanién, les apports grossiers du Crétacé Inférieur diminuent et cessent rapidement. Il y aurait 3 principales transgressions au Crétacé Supérieur : depuis le Nord-Est au Cénomano-Turonien et Maastrichtien Inférieur ; et depuis le Sud-Est au Maastrichtien Supérieur et début du Paléogène.

L'activité tectonique est relativement faible, se réduisant à de légers réajustements très localisés (plis peu accentués, flexures) qui vont influencer sur l'épaisseur des dépôts du Crétacé Supérieur. Ces déformations témoigneraient d'une direction moyenne de raccourcissement N130-140° à l'épisode santonien-campanien (Bellion, 1989 ; Gerbeaud, 2006).

5.5 Les bassins du Tchad

La première moitié du Cénomanién montre un mélange de faciès continentaux et marins, témoignant de la proximité du rivage. Le Cénomanién supérieur et le Turonien sont caractérisés par des dépôts argilo-carbonatés dépourvus d'éléments détritiques. Ces séries traduisent l'installation d'une voie marine entre les bassins du Tchad et la Téthys, passant entre le Bouclier Touareg et le Tibesti (Lüning et al., 2004 ; Guiraud et al., 2005). L'épisode de compression santonien-campanien étant parallèle aux structures extensives (N130 à N-S), il entraîne l'accélération de l'ouverture et de la subsidence des fossés du Ténéré, en mode I. Les dépôts montrent alors un caractère détritique et forment des séries très épaisses (Figure I.19).

Ailleurs dans la Bénoué, les fossés du Cameroun ou le Sud du bassin du Tchad, ce même épisode se manifeste sur des structures orthogonales et génère donc une compression.

5.6 Le Bouclier Touareg

Le Bouclier Touareg montre deux séries sédimentaires, rattachées au début du Crétacé Supérieur : les grès de Sérouénout, discordants sur le socle au cœur du bombement actuel, et les calcaires d'Amguid, en marge Nord du Hoggar. Voici une description, aussi détaillée que possible, de ces séries malheureusement peu documentées dans la littérature.

a- Les grès de Sérouénout :

La série de Sérouénout, décrite par Bordet (1953), se trouve dans le terrane du même nom, dans la partie LATEA du socle du Bouclier Touareg (Figure I.29). Elles sont peu connues et ont été peu étudiées depuis. Il s'agit de dépôts fluvio-lacustres reposant directement sur le socle panafricain. Lorsqu'elle est complète, la série mesure environ 350 m, mais aucun changement de faciès (ou réduction d'épaisseur) indiquant le bord du bassin de sédimentation n'est visible (Bordet, 1953 ; Aït Hamou, 2000). D'après ces deux études, la partie la plus basse, au NE, serait à une altitude inférieure à 1100 m, tandis que la partie la plus élevée, au Sud-Ouest, atteindrait 1750 m. Nous avons superposé les cartes géologiques disponibles sur Google Earth afin de relever les altitudes manuellement (Figure I.30). Si nous n'obtenons pas les mêmes valeurs (la précision demeure moindre que des mesures de terrains), on peut

néanmoins constater qu'il y a un soulèvement général relevant la partie Sud-Ouest (donc vers le centre topographique actuel du Hoggar), ce qui était déjà suggéré par les précédentes études.

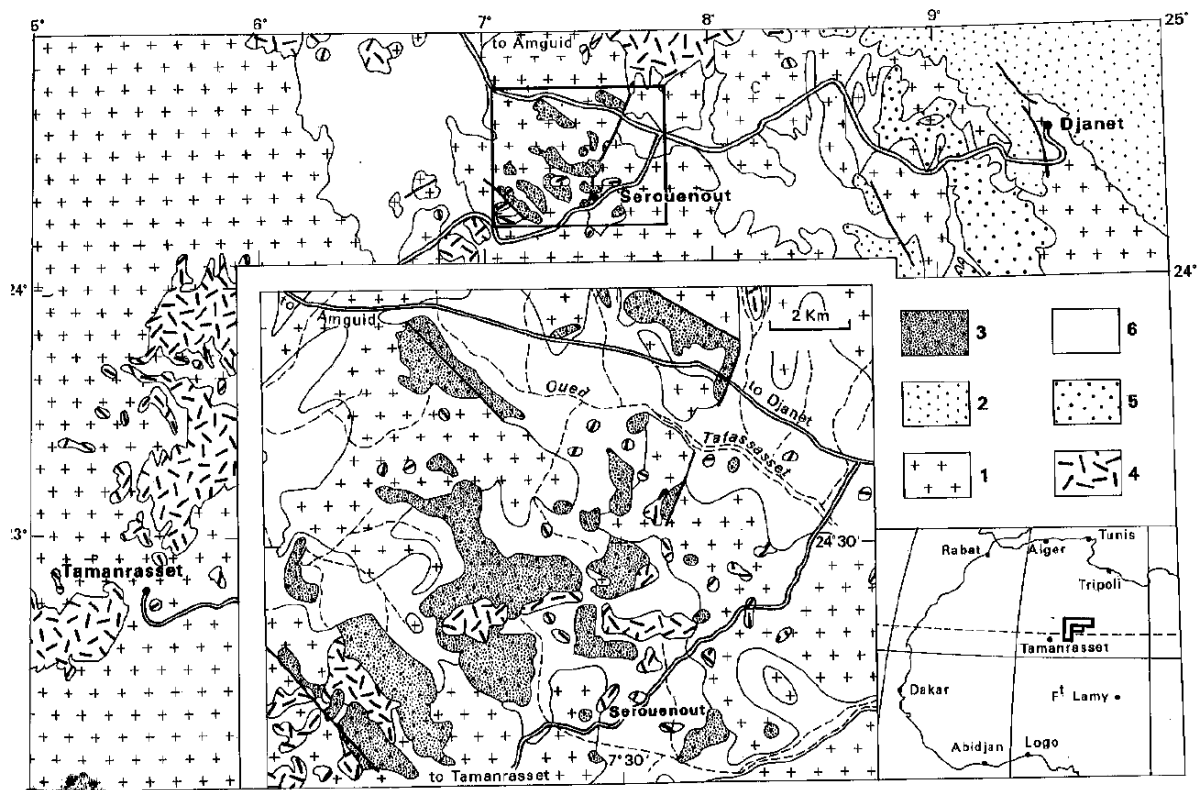


Figure I.29 – Carte géologique simplifiée de la région de Sérôuenout, d'après Lefranc et Guiraud (1990). 1 : socle indifférencié ; 2 : Cambro-Ordovicien ; 3 : grès de Sérôuenout ; 4 : volcanisme cénozoïque ; 5 : dunes ; 6 : alluvions.

Le socle Panafricain sous-jacent est arasé, relativement aplani, bien qu'il soit mentionné que la base de la série est dans certains endroits « isolée entre des failles ou remplissant d'anciennes vallées » (Bordet, 1953). D'après ce même auteur, dans la partie Sud-Ouest seulement, la base serait formée par un conglomérat à gros galets de quartz. La plus grande partie de la série serait toutefois formée par un grès pélitique irrégulier, mal cimenté, rouge ocre ou blanc, passant localement à des quartzites (300m); au-dessus vient une formation silicifiée formée de silex et jaspes jaunes ou rouges (environ 50m), puis quelques mètres de calcaire fin, blanc ou rouge, probablement lacustre mais sans fossiles.

Des coulées basaltiques semblables à celles émises par le Djebel Taharaq à l'Eocène-Oligocène (voir paragraphe 6 suivant) recouvrent en de nombreux points la série sédimentaire. Il y aurait également, interstratifiés dans les grès, des sills associés à la mise en place d'intrusions durant le Cénozoïque (Aït Hamou, 2000). Dans la partie Sud-Ouest, les grès et les basaltes sus-jacents ont été affectés par d'importants effondrements qui se développent visiblement à la faveur de failles normales, disloquant la zone en compartiments basculés (Aït Hamou, 2000). Etant donné qu'ils affectent beaucoup plus les grès que les laves, il est proposé qu'ils soient contemporains de la phase de remplissage du bassin, et qu'ils aient continué à rejouer ensuite. Toujours d'après cette étude, de manière plus générale de nombreuses failles

fragmentent la série en compartiments parfois basculés; les pendages pouvant atteindre localement 30° et les rejeux pouvant atteindre 100 m.

Bordet (1953) décrit un gisement où les fragments de bois sont abondants, parfois de grande taille et bien conservés. Un échantillon choisi parmi les autres a été déterminé comme *Protopodocarpoxylon Rochii*. D'abord considérée comme cénomanien (Bordet, 1953), des travaux plus récents considèrent plutôt un âge crétacé inférieur (Lefranc et Guiraud, 1990 ; Philippe et al., 2003).

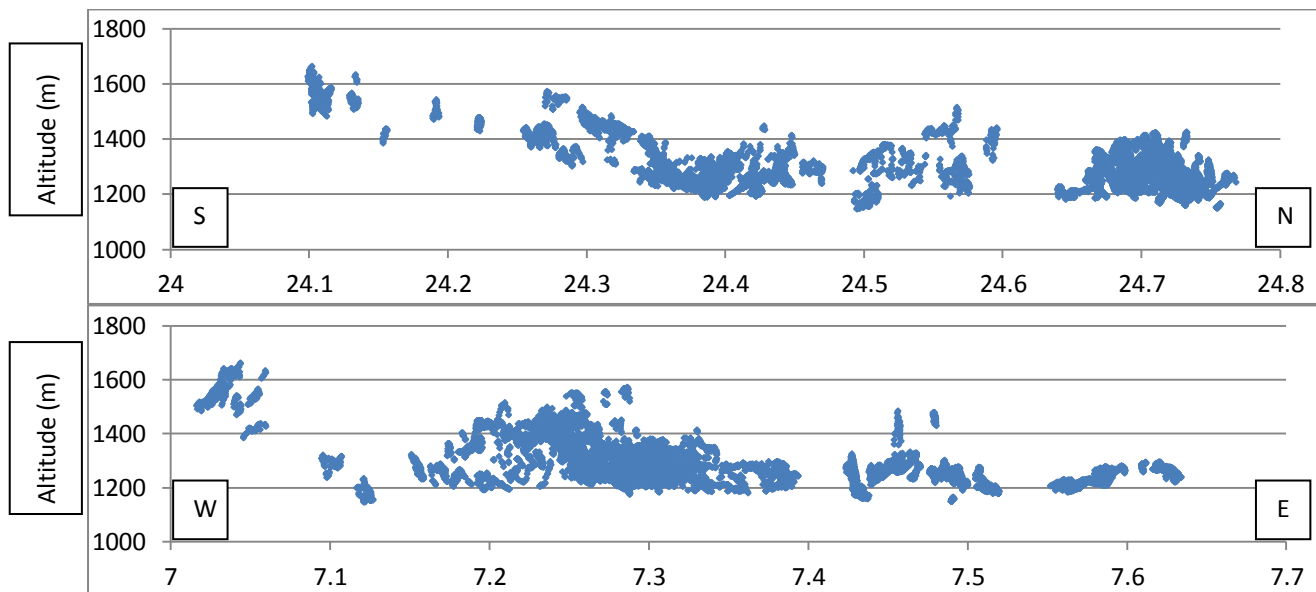


Figure I.30 – Altitude des grès de Sérourénout, projetées sur un axe S-N (en haut) et W-E (en bas). Les altitudes sont en mètres, les positions en degrés ; les données proviennent de Google Earth.

b- Les calcaires d'Amguid :

Dans le Nord du Hoggar, encadré par des zones de cisaillement panafricaines N-S, se trouve le bassin d'Amguid, très peu étudié. Kilian (1930) décrit là un affleurement de calcaire, reposant sur le socle Précambrien, où il trouve un exemplaire d'ammonite *Calycoceras naviculare* en mauvais état. D'après Busson et al. (1999), ce fossile témoignerait d'un âge Céomanien. D'après Perret (1938), 500 à 600 m de Crétacé seraient déposés ici.

c- Paléogéographie du Bouclier Touareg au Crétacé Supérieur : synthèse

Au Crétacé Supérieur, les bassins environnants du Bouclier Touareg sont envahis par la mer, tandis que les apports détritiques diminuent et les fossés continuent de s'effondrer. Des jonctions entre la Téthys et l'Atlantique (ou au moins les bassins d'Iullemmeden et du Tchad) seraient possibles, à l'Ouest du Bouclier Touareg (Tanezrouft-Tilemsi) comme à l'Est (Fossés du Ténéré). Au Céomanien, la mer s'avance même jusque sur le socle du Hoggar, où sont déposés les calcaires d'Amguid.

En ce qui concerne les dépôts gréseux du Hoggar (série de Sérouénout), en l'attente de datations précises, il n'est pas possible de les attribuer directement à cet épisode de remontée générale du niveau marin. Si on se réfère aux morceaux de bois que cette série contient, qui semblent traduire un âge crétacé inférieur selon les dernières études, alors il existe une certaine contradiction entre le fait que le Hoggar ait été, au Crétacé Inférieur, à la fois un bombement de socle alimentant en éléments détritiques les bassins périphériques (voir paragraphe 4 sur le Crétacé Inférieur) et une zone permettant la sédimentation de cette série gréseuse. Il semblerait donc plus cohérent avec le contexte global de considérer un âge Cénomanién pour ces grès, la mise en place d'une sédimentation dans le Hoggar étant alors plus en phase avec une avancée de la mer dans les bassins (marquée par les dépôts d'Amguid) et un recul des dépôts détritiques à proximité des zones encore émergées comme le centre du Hoggar. Quoi qu'il en soit, il semblerait donc qu'après avoir probablement été un haut topographique durant le Crétacé Inférieur, le Hoggar s'affaisse et devient accessible aux sédiments. Cette étape interviendrait au plus tôt à partir de la fin du Crétacé Inférieur, au plus tard à partir du Cénomanién.

6. Paléogène

Les premières manifestations volcaniques récentes apparaissent dans le Hoggar *et l'Aïr*. La tectonique liée à la convergence Europe-Afrique s'exprimerait encore dans les dépôts, principalement à l'Eocène.

6.1 Les Bassins Sahariens

Au Paléogène la mer s'étend sur les Bassins Sahariens, en continuité avec les dépôts du Crétacé Supérieur. A partir de la fin de l'Eocène, la sédimentation devient progressivement continentale, et traduit la présence de nombreux systèmes lacustres (Fabre, 2005).

6.2 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao

Le Paléocène Inférieur souligne une régression, tandis que par la suite, le Paléocène Supérieur redevient marin, la mer aurait alors occupé un chenal relativement étroit, bien que son extension ne soit pas déterminée avec précision. L'Eocène Inférieur marque le retour à une sédimentation continentale.

La phase tectonique de l'Eocène Supérieur génère des déformations, principalement au contact des massifs de socle, qui percent et rebroussent la couverture sédimentaire (Figure I.31), traduisant un raccourcissement moyen autour de N145 (Bellion & Guiraud, 1985; Bellion, 1989). Les dépôts Mio-Pliocène scellent cette déformation.

Dans le fossé de Gao cet épisode tectonique éocène est responsable de l'érosion du Paléogène et ferait reposer les termes postérieurs sur le Crétacé Supérieur (Bellion, 1989).

6.3 Le bassin des Iullemeden

Le Paléocène Inférieur est en partie ou en totalité absent, tandis qu'une transgression, qui proviendrait du Nord, permet le dépôt de Paléocène Supérieur marin. Une régression débute à l'Eocène Inférieur, entraînant la réduction du domaine marin et le dépôt d'argiles. L'Eocène Inférieur-Moyen marque la fin de la sédimentation marine dans le bassin des Iullemeden. Dans l'ensemble, cette sédimentation marine des Iullemeden montre un caractère essentiellement chimique représenté par des calcaires, des argiles, des phosphates et de la glauconie. Elle serait le résultat de l'arrivée massive dans le bassin d'éléments dissous au cours d'une période de profonde altération d'un domaine continental proche (donc probablement le Bouclier Touareg).

Par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique ou bréchiq ue sont disposés, sur ces niveaux marins et même sur le socle plus ou moins altéré, des termes continentaux qui correspondent au « Continental Terminal ». Leur âge est mal connu, il est donc au moins post-Eocène Moyen et anté-Quaternaire. Ils seraient liés à un retrait de la mer relatif à l'épisode tectonique Eocène Moyen, bien marqué dans le Tilemsi-Tanezrouft (Figure I.31), mais très discret dans le bassin des Iullemeden.

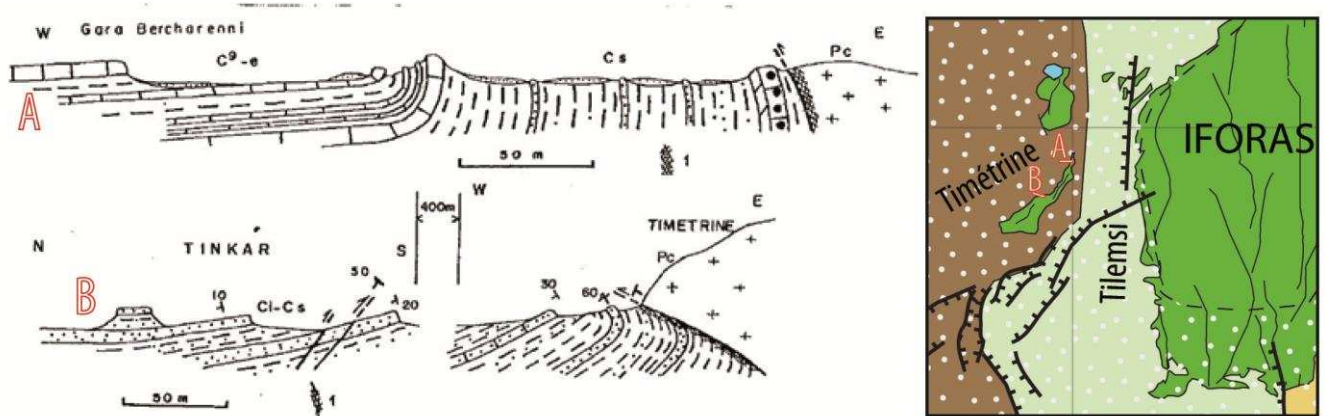


Figure I.31 - Exemple de déformations eocènes dans la zone de suture cratonique (Bellion & Guiraud, 1985), avec une carte de positionnement des coupes (légende similaire à la carte en support de fin de manuscrit, avec en supplément le volcanisme Permien en bleu).

6.4 –Les bassins du Tchad

Les dépôts Paléogènes sont à dominante continentale, avec des séries gréseuses admettant toutefois quelques bancs calcaires et des séries oolithiques (Bellion, 1989 ; Genik, 1993). D'après les coupes de figure I.19, les épaisseurs demeurent importantes mais pas autant qu'au Crétacé Supérieur.

Durant le Paléocène et l'Eocène inférieur, les dépôts du Crétacé Supérieur seraient soumis à une profonde altération oblique par rapport à différents niveaux du Crétacé supérieur, ce qui traduirait des déformations (Bellion, 1989).

Le volcanisme de l'Aïr s'étend à la pointe du fossé du Téfidet (volcanisme de Tin Taralle). La plupart des édifices seraient néogènes mais Liégeois et al. (2005) attribue également un âge Oligocène à cette série (Tableau I.1).

6.5 Le Bouclier Touareg

Au Paléogène, le Bouclier Touareg enregistre d'une part quelques dépôts sédimentaires assez localisés, et d'autre part le début des importantes manifestations volcaniques Cénozoïques. Une carte des districts volcaniques est reportée en figure I.32, ainsi qu'un tableau récapitulatif des données d'âges sur ces édifices (Tableau I.1).

a- Les enregistrements sédimentaires :

Au Nord-Est du district volcanique de l'Atakor (Figure I.32), perchées sur le socle à 2000 m d'altitude et recouvertes par le volcanisme postérieur, on trouve deux séries sédimentaires (Tiretisine et Téhé n'Tsita). La première, Tiretisine, est formée de grès, riches en minéraux lourds d'origine locale d'après Rognon (1967), ainsi que de conglomérats et de pélites micacées. Des débris de végétaux ont permis de lui attribuer un âge Oligocène à Miocène Inférieur (Rognon et al., 1983). D'après cette étude, ces dépôts traduiraient un épisode calme,

fluvio-lacustre à apport fin de l'Est, qui pourrait être corrélé à la construction du district du Djebel Taharaq (Figure I.32).

La série de Tiretine est recouverte en discordance par la série de Téhé n'Tsita, qui est grossière (lits de galets de diamètre important) et traduit un regain d'érosion, des ravinements et un apport détritique. De plus, des témoins des coulées basaltiques sont interstratifiés dans la série, mais ils n'ont pas été datés. D'après Rognon (1967), ces dépôts pourraient marquer la croissance du district du Djebel Taharaq, voire de l'Atakor s'ils s'avèrent plus récents.

b- Le volcanisme :

Les premières manifestations volcaniques Cénozoïques dans le Bouclier Touareg interviendraient dans le district du Djebel Taharaq, au Sud-Ouest de Serouenout (Figure I.32). S'y mettraient en place des basaltes tholéitiques, dont les coulées de 5 à 10 m d'épaisseur s'empilent pour former des plateaux qui montrent une épaisseur actuelle maximale de 700 m mais auraient pu atteindre 1000 voire 1500 m d'épaisseur (Aït Hamou, 2000). Il est estimé un volume total émis de l'ordre de 1000 à 2000 km³, bien qu'aujourd'hui il n'en reste que ~200 km³ (Aït Hamou, 2000 ; Liégeois et al., 2005). L'échantillon le plus vieux a donné à la fois un âge de 44 ± 0.8 Ma en K-Ar, et de 34.5 ± 3.5 Ma en Ar-Ar (Aït Hamou et al., 2000).

A 29 Ma (âge K-Ar), des complexes annulaires hypovolcaniques tholéitiques à alcalins s'intrudent sous les coulées (Maza et al., 1998). Ensuite, à 24 Ma, des trachytes et rhyolites se mettent en place sur ces complexes annulaires, traduisant leur mise à la surface entre 29 et 24 Ma.

Dans l'Aïr, les districts de Tin Todra et Tin Taralle montrent des premiers âges d'activité entre 28 et 20 Ma, avec des trachytes et des phonolites (Liégeois et al., 2005).

TABLE 1: CENOZOIC VOLCANISM OF NORTHWEST AFRICA

Volcanic field	Province	Country	Age (Ma)	Estimated area (km ²)	Estimated volume (km ³)
Anahef	Hoggar	Algeria	35–24	400	200 (1000?)
Atakor	Hoggar	Algeria	20–12; 7–4; 3–0.01	2150	250
Djanet	Hoggar	Algeria	8.4–6.8	50	6
Egéré	Hoggar	Algeria	3.5–2.5	2800	325
In Ezzane	Hoggar	Algeria	Recent	500	60
Manzaz	Hoggar	Algeria	20–12; 7–4; 3–0.01	1500	175
N'Ajjer	Hoggar	Algeria	3.5–2.5	2500	290
Tahalra	Hoggar	Algeria	Pliocene to Holocene	1800	210
In Teria	Hoggar	Algeria	Holocene (?)	100	12
Tin Taralle	Aïr	Niger	28–20; 15–8; 4–0.7	50	6
Todra	Aïr	Niger	28–20; 15–8; 4–0.7	1050	120
Tin Zaouatene	Iforas	Mali	Holocene	50	6
Tibesti		Chad	9.7 to 0.3	30,000	3500
Nuqay		Libya	n.d.	8000	950
Al Haruj		Libya	? 6–2.2–0.4	45,000	5000
As Sawda		Libya	12.3–9.8	10,000	1200
Al Hasawinah		Libya	24.9; 15.7	1000	110
Gharyan/Nafusah		Libya	40; 11; 8–2	3000	350
Nefza-Tabarka	Tell	Tunisia	10.9–7	400	100
Kabylie-Algérois	Tell	Algeria	16.4–8.2	1000	500
Oranie	Tell	Algeria	11.7–0.8	2000	200
Azrou	Middle Atlas	Morocco	?35; 14.6–0.5	1500	175
Oulmès	Middle Atlas	Morocco	2.8; 0.9–0.31	600	70
Rekkame	Middle Atlas	Morocco	50; 32	100	12
Tamazert	Middle Atlas	Morocco	44–42	250	30
Taourirt	Middle Atlas	Morocco	57; 37	100	12
Sahro	Anti-Atlas	Morocco	Pliocene	100	12
Sirwa	Anti-Atlas	Morocco	11–9; 6.7	1000	120
Cap-Vert	Atlantic	Senegal	30; 21; 14.5–5.3; 1.5–0.57	100	12
Total				117,100 km ²	~14,000 km ³

Tableau I.1 – récapitulatif des données d'âges sur le volcanisme Cénozoïque Saharien, d'après Liégeois et al., 2005 et références incluses. Des données supplémentaires de Aït Hamou (2000) montrent que l'Anahef (région de Djebel Taharaq et Serouenout) aurait eu une également eu une activité volcanique entre 17 et 4 Ma.

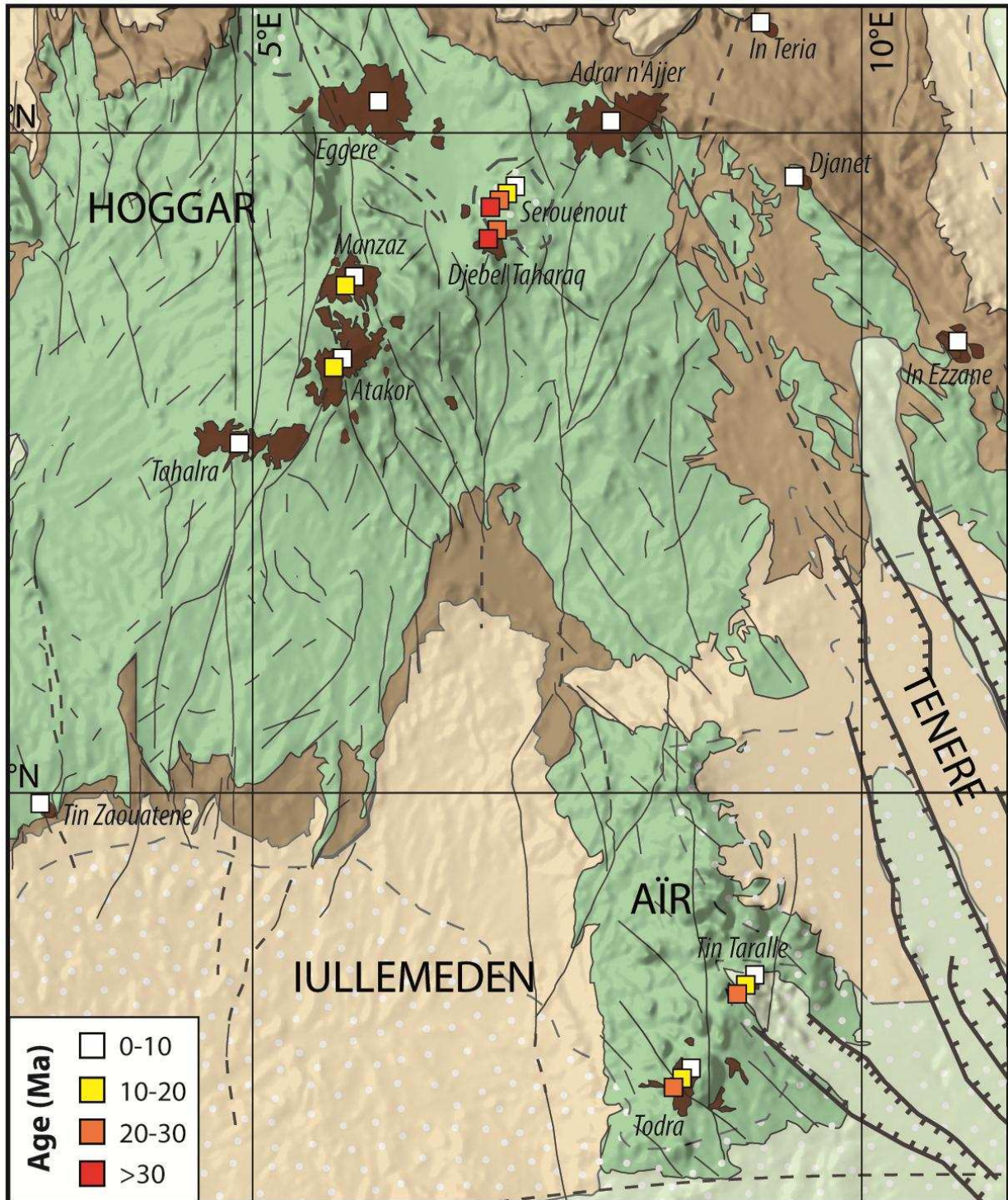


Figure I.32 – Carte du volcanisme Cénozoïque du Bouclier Touareg, avec les âges du volcanisme d'après la synthèse de Liégeois et al., 2005 (qui est reportée dans le Tableau I.1) et les données de Aït Hamou (2000). Pour la légende des unités géologiques, se reporter à la carte géologique du Sahara en fin de manuscrit.

7. Mio-Pliocène à Quaternaire

7.1 Les Bassins Sahariens

Dans les Bassins Sahariens, le Neogène est continental et porte le nom de Continental Terminal. Relativement peu étudié, il pourrait atteindre 150 m d'épaisseur. D'après Fabre (2005), les régions les plus méridionales (Tinhert, Nord de l'Ahnet) enregistreraient des dépôts grossiers (sables et graviers) post-Miocènes qui, bien que ne montrant pas de traces d'éléments volcaniques, traduiraient le soulèvement du Bouclier Touareg.

7.2 Tilemsi, Tanezrouft, Iforas, Gao

D'après Bellion (1989), un conglomérat peu épais (20 à 40 m) recouvrirait en nette discordance tous les dépôts antérieurs. Il correspondrait au Continental Terminal du Mio-Pliocène.

7.3 Le bassin des Iullemeden

Les séries du Continental Terminal, discordantes sur les termes marins précédents, apparaissent à partir de l'Eocène supérieur dans les Iullemeden (voir Chapitre 6.3). Au cours du Néogène, la sédimentation continentale persiste, avec des séries argilo-gréseuses qui restent mal datées. Un cuirassement de la série, intervenant à la fin du Pliocène, marque la fin de la sédimentation (Bellion, 1989).

7.4 Les bassins du Tchad

Les séries Néogènes ne sont décrites que dans les parties Est et Sud des bassins du Tchad. Une synthèse de ces études (Bellion, 1989) montre qu'il s'agit de formations continentales fluvio-lacustres montrant des épaisseurs très diverses, ce qui traduit par endroits d'importants taux de subsidence. En ce qui concerne les séries plus proches du Bouclier Touareg (fossés du Téfidet et de Termit), les descriptions lithologiques manquent mais les coupes de Genik (1993), figurant en Figure I.19, montrent que le Néogène cache les structures et s'étend sur les bordures des fossés.

Le volcanisme de l'Aïr s'étend à la pointe du fossé du Téfidet (volcanisme de Tin Taralle). De nombreux pointements (cônes stromboliens, dômes de lave acide) sont datés à moins de 5 Ma (Bellion, 1989 ; Liégeois et al., 2005).

7.5 Le Bouclier Touareg

Après les épisodes principalement tholéitiques du Djebel Taharaq (Figure I.32), le magmatisme du Hoggar devient majoritairement alcalin. Au Nord-Est du Taharaq, dans le district de Serouenout, une série alcaline (néphéline, basanite, trachyte, phonolite) se met en place sur les grès continentaux crétacés de Serouenout (décrits au paragraphe 5.6). D'après Azzouni-Sekkal et al. (2007), les profondeurs de ségrégation des magmas à l'origine de cette série seraient les plus élevées du magmatisme cénozoïque du Bouclier Touareg (jusqu'à ~140 km).

Le district de l'Atakor se développe également à partir de 20 Ma avec la mise en place de plateaux basaltiques alcalins, terminant à 12 Ma avec des dômes de phonolite (Liégeois et al., 2005). L'activité reprend entre 6.7 et 4.2 Ma, ainsi qu'entre 1.9 Ma et récemment (on aurait retrouvé des débris de poteries anciennes prises dans des coulées d'après Liégeois et al., 2005 ; par ailleurs Girod (1971) écrit avoir vu des fumerolles lors de travaux de terrain).

Les autres districts (Tin Zaouatene, Tahalra, Eggere, Adrar n'Ajjer, In Teria, Djanet et In Ezzane) ne sont peu ou pas décrits. Ils auraient tous une activité récente, de même que les édifices de l'Aïr, d'après Liégeois et al. (2005). Dans le Hoggar, la répartition des édifices décrit une ellipse, orienté NE-SW et centré sur le district initial du Djebel Taharaq.

Beccaluva et al. (2007) ont étudié les signatures isotopiques de xénolites mantelliques prélevés dans le district du Manzaz (Figure I.32), et les ont comparées aux données géochimiques déjà publiées. Les mesures montrent une signature isotopique Sr-Nd-Pb HIMU, qui ne confirme pas la signature isotopique EM-1 mesurée par Aït Hamou et al. (2000) sur des coulées basaltiques oligocènes du Djebel Taharaq. D'après Beccaluva et al. (2007), la composition isotopique EM-1 serait une signature d'une lithosphère vieille, typique du panafricain. En revanche, la composition HIMU des xénolithes plus récents aurait pour origine un réservoir profond (au dessus de la discontinuité à 670 km, toutefois), qui serait enrichi en Pb suite à l'accrétion de croûtes océaniques subductées.

Cette interprétation serait en accord avec les données d'isotopie $^3\text{He}/^4\text{He}$ montrant des valeurs de 6.6 Ra pour des xénolithes du Manzaz (Ra étant le rapport atmosphérique ; Beccaluva et al., 2007) et comprises entre 8 et 9 Ra pour des échantillons de l'Atakor ayant sensiblement le même âge (Pik et al., 2006). En effet, de telles valeurs ne signant pas une origine très profonde (valeurs supérieures à 10) ni crustale (valeurs inférieures à 1), elles témoigneraient d'une profondeur intermédiaire compatible avec la signature HIMU.

8. Le Bouclier Touareg aujourd'hui

8.1 Topographie

La topographie actuelle du Bouclier Touareg montre 3 bombements principaux : le Hoggar, l'Aïr et les Iforas (Figure I.33). Dans le Hoggar, l'altitude la plus haute est atteinte par un édifice volcanique (2909 m, Mont Tahat, Atakor). Dans cette région, le socle est également décrit à ~2400 m d'altitude (Girod, 1971). L'altitude moyenne du socle du Hoggar est de l'ordre de 1000 m.

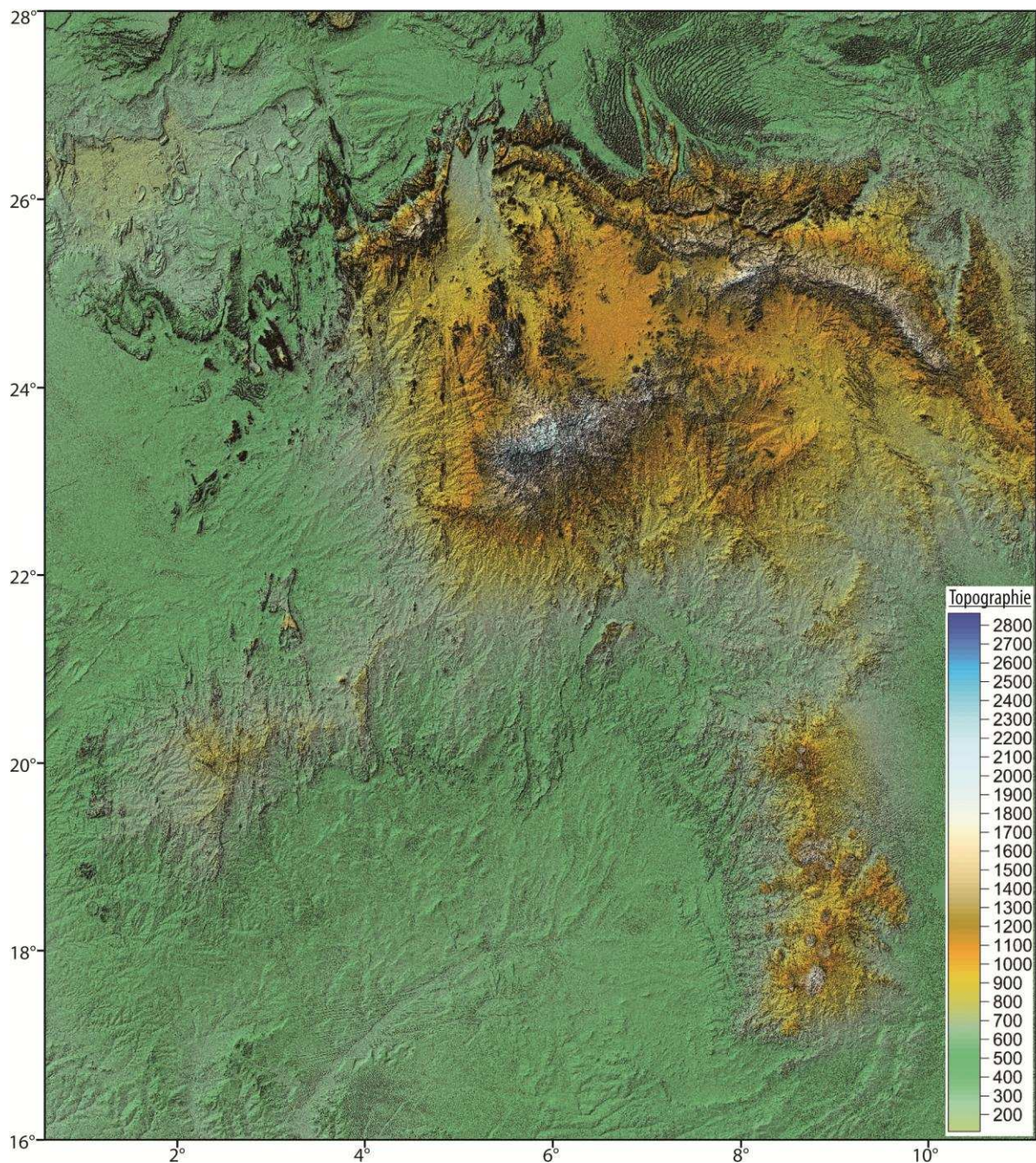


Figure I.33 - Carte topographique du Bouclier Touareg. Données SRTM (v4 ; <http://srtm.csi.cgiar.org/>) dégradées à 50%, projection orthogonale.

L'Aïr, bien qu'il reste un haut topographique important par rapport aux bassins des Iullemeden et du Tchad qui l'entourent (topographie moyenne comprise entre 300 et 600 m), montre une topographie moins marquée que le Hoggar. Son sommet culmine à 2022 m (Mont Idoukal-n-Taghès) et la majorité de sa topographie est comprise entre 600 et 900 m. Enfin, l'Adrar des Iforas, qui bien que comme l'Aïr domine les bassins environnants, montre la topographie la moins développée : elle ne dépasse que très rarement 800 m, la majorité étant comprise entre 500 et 650 m.

La topographie du socle du Bouclier Touareg reflète sa structuration : les accidents panafricains ressortent dans le relief, soulignant des décalages topographiques aux interfaces entre les terranes qui parfois semblent relativement récents (Figure I.34). Ces rejeux semblent parfois limiter certaines coulées volcaniques, ce qui pourrait traduire leur rejeu syn-volcanique (Figure I.35 ; Liégeois et al., 2005). De manière plus globale, le volcanisme cénozoïque souligne la topographie du socle, les zones hautes étant corrélées avec les districts volcaniques (Figures I.32 et I.33).

La topographie du Bouclier Touareg est également marquée par les séries Paléozoïques. Les séries gréseuses Cambro-Ordoviciennes et Siluriennes, caractérisées par une forte compétence, forment d'importantes cuestas, principalement en marge Nord du Hoggar mais également dans le bassin de Tim Mersoï. Ces séries, ayant été à de nombreuses reprises déformées par les rejeux des structures panafricaines, peuvent montrer d'importants sauts topographiques (un décalage de plus de 1000 m en marge d'Amguid est illustré en Figure I.34).



Figure I.34 – Exemple de structures visibles dans le relief (captures d'écran Google Earth, échelle verticale 1 :1). A gauche, l'interface entre le terrane Tefedest (à gauche, faible relief) et Egéré-Aleksod (à droite, fort relief), marquée par une rupture morphologique nette, orientée ~N160 mais non rectiligne, ce qui proscrit tout artefact de données satellitaires ; coordonnées 25.634890°N – 5.531386°E. A droite, la même structure, 75 km plus au Nord, avec la dépression d'Amguid (à gauche, faible relief) et les cuestas de tassilis cambro-ordoviciens (à droite, fort relief) ; coordonnées 25.220137°N – 5.345900°E.

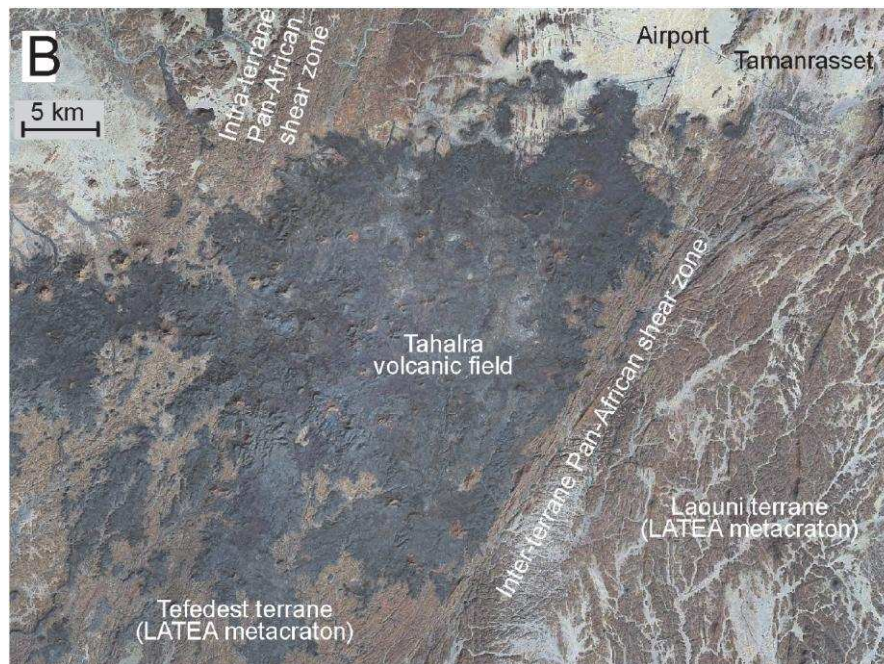


Figure I.35 – Image satellite de la limite Est du district de Tahalra (d'après Liégeois et al., 2005). Le volcanisme est limité à l'Est par la suture panafricaine entre les terranes Tefedest et Laouni. D'après ces auteurs, cela témoignerait de rejeux syn-volcaniques.

Une étude des profils hypsométriques de trois réseaux hydrographiques traversant le socle du Hoggar a été menée par Robert & White (2010). Elle est basée sur un protocole de calcul permettant d'inverser les profils hypsométriques pour estimer l'histoire des mouvements verticaux subis par le cours d'eau. La Figure I.36 montre que les réseaux hydrographiques du Hoggar sont matures, car ils sont concaves et ne montrent pas de changements de pente abrupts. L'inversion de ces profils suggérerait un soulèvement débutant à l'Eocène, et qui totaliserait moins d'un kilomètre. L'approche analytique de cette étude étant nouvelle (c'est d'ailleurs l'objet de cette publication), les résultats doivent toutefois être considérés avec prudence.

8.2 Structure lithosphérique

Un certain nombre d'études sismiques et/ou gravimétriques ont tenté d'imager la lithosphère du Bouclier Touareg, afin de contraindre les origines du bombement topographique et du volcanisme Cénozoïque. Ces éléments seront abordés en détail dans le chapitre II de cet ouvrage, qui porte sur de nouvelles modélisations géophysiques de la structure de la lithosphère du Bouclier Touareg. En voici donc une synthèse rapide.

Pour ce qui est de la sismique, c'est Merlet (1962) qui, grâce à des enregistrements de sismique réfraction lors d'essais nucléaires français en Algérie, donne les premières indications sur la structure crustale du Hoggar. Selon cette étude, le Moho serait situé à 40 km

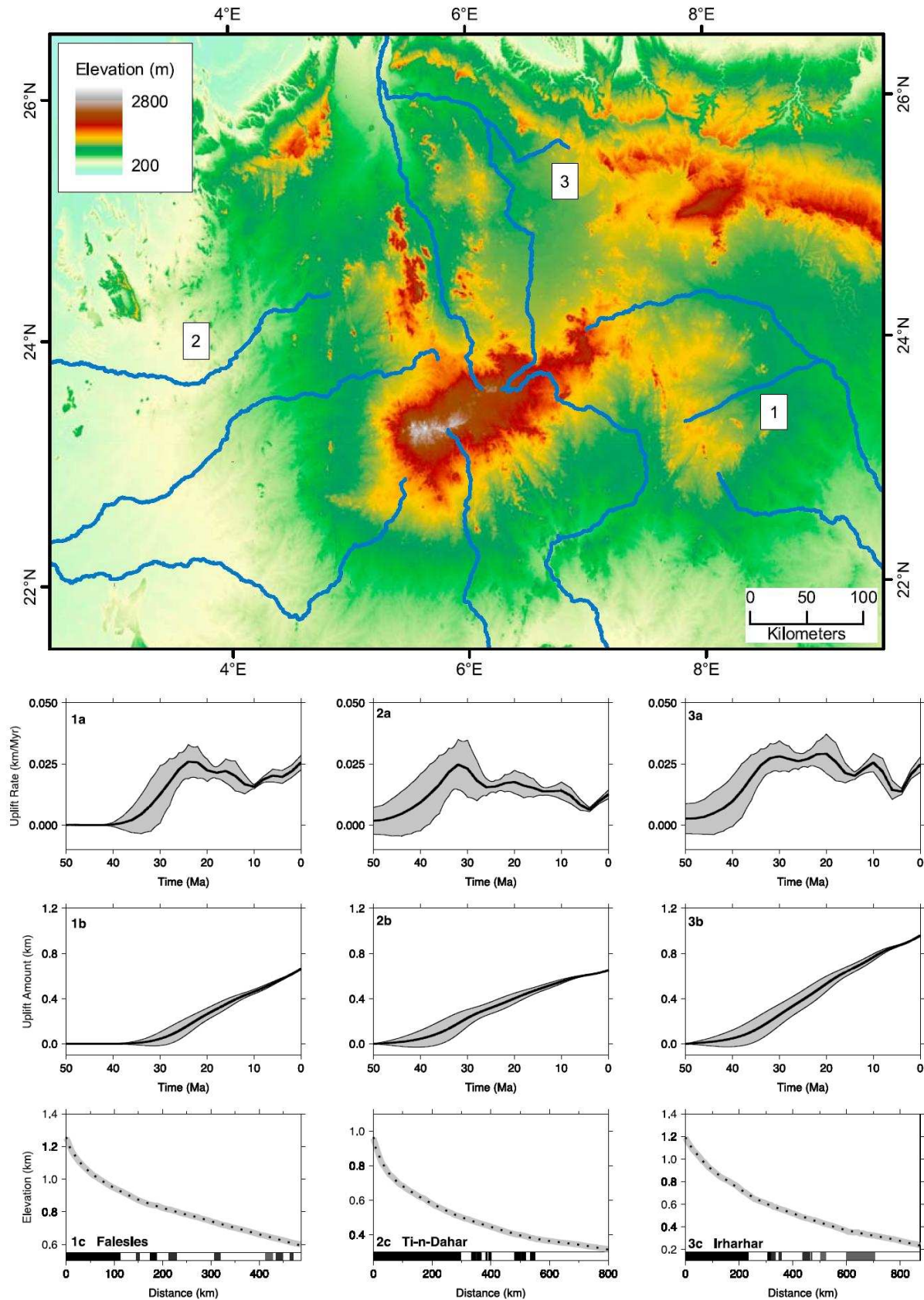


Figure I.36 – Analyse de trois réseaux hydrographiques du Hoggar, d'après Robert & White (2010). La carte en haut représente la topographie et les trois cours d'eau considérés (1 : Falesles ; 2 : Ti-n-Dahar ; 3 : Irharhar). Les diagrammes du bas représentent le taux de soulèvement ponctuel (km/Ma), le soulèvement intégré sur la durée (km) et le profil hypsométrique utilisé (les bandes noires représentent les zones de socle, les bandes grises les séries sédimentaires) pour les trois réseaux.

sous la surface, tandis que la limite de Conrad (limite séparant la partie supérieure de la croûte, granitique, de la partie inférieure plus basique) serait située à environ 12 km de profondeur. Sandvol et al. (1998) proposent, d'après des données de « fonctions récepteur » basées à la station sismique de Tamanrasset, une estimation de la profondeur du Moho sous Tamanrasset de 38 ± 2 km. Ayadi et al. (2000) mènent une étude de tomographie basée sur un profil sismique à travers le Hoggar (depuis Tamanrasset jusqu'à la marge Sud du bassin d'Ahnet). Une anomalie négative de vitesse sismique est détectée à l'aplomb du district de l'Atakor, à la fois dans la croûte (entre 10 et 35 km de profondeur) et dans le manteau (entre 35 et 150 km) ; cela montre que, au moins pour le district de l'Atakor, le volcanisme du Hoggar est associé à une anomalie thermique significative.

Pasyanos & Walter (2002) proposent un modèle à grande échelle, basé sur des inversions d'ondes de surface, qui situe le Moho sous le Bouclier Touareg à environ 35-40 km. Gangopadhyay et al. (2007), à l'aide de modélisations des formes d'onde à partir de la station de Tamanrasset, situent le Moho à ~36 km de profondeur et montrent que les vitesses sismiques sont quelque peu réduites dans le manteau lithosphérique. Enfin, Liu & Gao (2010), à l'aide de « fonctions récepteurs » basées sur la station de Tamanrasset, proposent une profondeur de Moho à ~34 km. D'après cette étude, la profondeur du Moho varierait entre les terranes du Hoggar, et cela pourrait être dû aux divergences de taux de fracturation (donc de perméabilité au magmatisme) entre les terranes. Ces variations engendreraient pour le terrane de Tefedest du volcanisme en surface, et pour le terrane voisin de Laouni du sous-placage basaltique qui rendrait l'interface croûte-manteau plus difficile à détecter (Figure I.37).

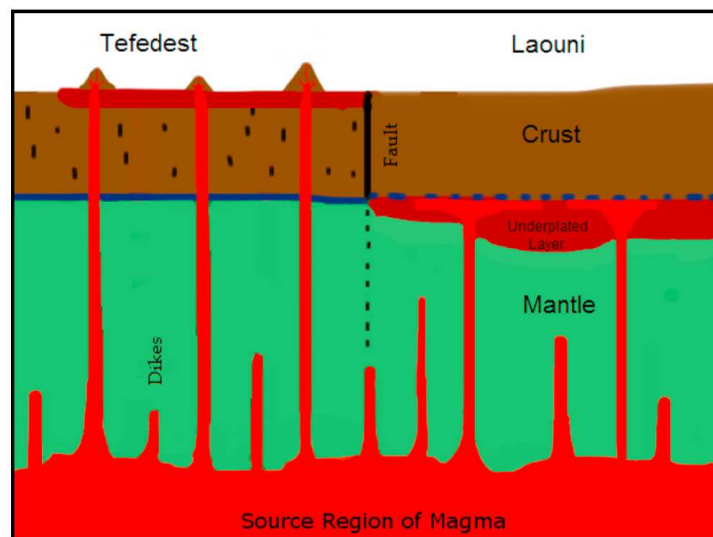


Figure I.37 – Divergences de comportement de la croûte entre deux terranes, d'après Liu & Gao (2010). Le terrane de Tefedest, à gauche, serait plus mafique et fracturé, ce qui permettrait le transfert du magmatisme en surface. À droite, le terrane de Laouni, plus felsique et moins fracturé, entraînerait un stockage de magma en base de croûte et de fait une moins bonne imagerie sismique de cette interface.

Lesquer et al. (1988) montrent, à l'aide de données de gravité à l'air libre et d'anomalies de Bouguer, que le Hoggar serait compensé par un corps de faible densité de 400×200 km, légèrement allongé en ENE-WSW. Ils estiment que son épaisseur serait comprise entre 20 et 70 km, et estiment sa profondeur à environ 50 km.

Plusieurs résultats semblent être redondants dans toutes ces études, qui n'ont pour le moment ciblé que le Hoggar et pas le Bouclier Touareg dans son ensemble. En ce qui concerne la croûte, il apparaît d'abord qu'il n'est pas encore possible d'avoir une imagerie précise, mis à part dans les proches environs de Tamanrasset où est placée l'unique station sismique. A cet endroit, les valeurs de profondeur de Moho proposées varient de ~34 à ~40 km. Par ailleurs, la croûte du Hoggar montrerait des hétérogénéités qui s'expriment par des anomalies de vitesses (Ayadi et al., 2000), ou des variations de Moho (Liu & Gao, 2010 ; Figure I.37). Ces éléments montrent qu'il est probablement risqué d'étendre à l'ensemble du Bouclier Touareg les informations crustales acquises au niveau de Tamanrasset. En ce qui concerne le manteau, les études convergent vers la présence d'un corps léger, montrant de faibles vitesses sismiques, corrélé spatialement avec le volcanisme, et situé à faible profondeur.

9. Mécanismes géodynamiques

A l'aide des éléments évoqués précédemment (contraintes sur le volcanisme, la topographie, et la structure lithosphérique), plusieurs auteurs ont proposé des scénarios pour expliquer le bombement actuel du Bouclier Touareg, et le magmatisme cénozoïque auquel il est associé. Ces hypothèses seront détaillées et discutées en dernière partie de cet ouvrage, elles seront donc uniquement présentées ici de manière brève.

Une gamme d'études publiées à la fin des années 80 (Lesquer et al., 1988, 1989 et Dautria & Lesquer, 1989) ont proposé, à l'aide de données de flux de chaleur, d'analyses de xénolites mantelliques et de modélisations gravimétriques, que le bombement soit actuellement compensé par une anomalie de densité dans le manteau (ellipse allongée en ENE-SWS, de 400 x 200 km, et située à environ 50 km de profondeur). D'après les mesures de flux de chaleur, cette anomalie ne serait pas thermique mais liée à une composition chimique particulière. Cette composition serait liée à la perturbation du manteau par une anomalie thermique d'âge Crétacé, possiblement générée par les épisodes extensifs (fossés du Tchad, en particulier).

Les études d'Aït Hamou & Dautria (1994) et Aït Hamou et al. (2000) proposent que le magmatisme soit lié à l'impact, à l'Eocène, d'un panache mantellique sur la lithosphère du Bouclier Touareg. Les districts volcaniques tholéitiques marqueraient cet événement. Par la suite, la plaque Afrique se déplaçant et éloignant le panache du Bouclier Touareg, le volcanisme miocène à quaternaire pourrait être dû à des processus auto-entretenus liés au réchauffement de la lithosphère à l'Eocène. Enfin, d'après ces auteurs, l'absence de « trace » du panache sur la plateforme saharienne ne serait pas problématique car elle pourrait être expliquée à des variations d'épaisseurs lithosphériques ou de vitesse de déplacement de la plaque.

Par la suite, l'étude de Liégeois et al. (2005) propose une nouvelle théorie (Figure I.38) : le bombement et le magmatisme du Bouclier Touareg pourraient être corrélés aux événements alpins. Une phase de compression à l'Eocène Supérieur, liée à la convergence Europe-Afrique, entraînerait la réactivation des zones de cisaillement précambriennes orientées N-S. Ces réactivations génèreraient des délaminations mantelliques linéaires à la base des accidents réactivés, ce qui permettrait à des fluides magmatiques de remonter le long de ces accidents. En outre, ce mécanisme pourrait être accompagné d'une remontée d'asthénosphère sous le Bouclier Touareg, générée par un phénomène de convection de bordure (Edge Driven Convection, EDC ; King & Anderson, 1998). Cette convection serait générée par le saut d'épaisseur lithosphérique entre le Bouclier Touareg et le Craton Ouest Africain.

En dernier lieu, Beccaluva et al. (2007) ayant montré que le volcanisme Miocène traduit la signature de matériel asthénosphérique (voir paragraphe 7.5), ces auteurs proposent que la lithosphère du Hoggar a été impactée, au cours du Miocène, par une remontée d'asthénosphère du manteau supérieur (Figure I.39).

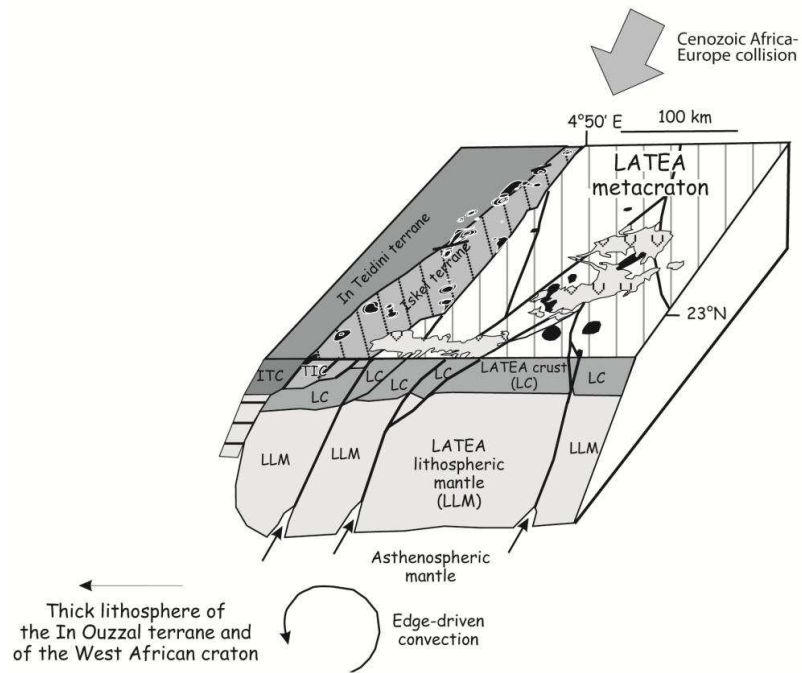


Figure I.38 – Modèle de Liégeois et al. (2005), proposant une origine à la fois thermique et tectonique du bombement.

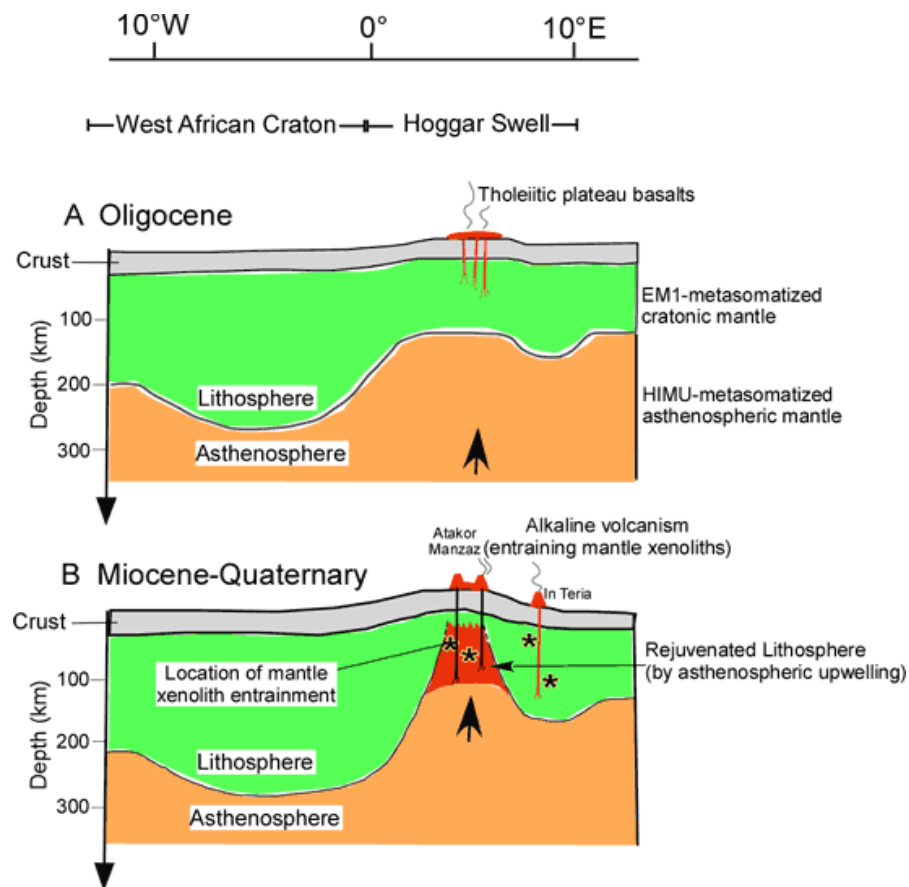


Figure I.39 – Schéma illustrant le rajeunissement Miocène de la lithosphère du Bouclier Touareg par une remontée d'asthénosphère, d'après Beccaluva et al. (2007).

Chapitre II

Structure lithosphérique du Bouclier Touareg et de ses bordures

1. Introduction

Les géologues ont depuis longtemps cherché à expliquer les altitudes élevées qui caractérisent actuellement le Bouclier Touareg. Les premières études modernes postulent, sur la base de l'existence des dépôts crétacés sur le socle et sur des mesures de flux de chaleur ne montrant pas d'anomalie thermique particulière, que la genèse du bombement remonterait à un passé géologique proche, en relation avec des événements thermiques durant les épisodes d'extension crétacés (Dautria & Lesquer, 1989). Parallèlement à cela, des travaux de géophysiques expliquent le bombement par la présence actuelle d'un corps de faible densité, potentiellement allongé dans la direction N45° et corrélé avec la position du volcanisme (Lesquer et al., 1988 ; Ayadi et al., 2000). Sur des arguments géochimiques et géochronologiques est aussi proposée une origine profonde, liée à un point chaud qui se serait aujourd'hui déplacé (Aït Hamou & Dautria, 1994 ; Aït Hamou et al., 2000).

En 2005, avec la publication de Liégeois et al., une nouvelle théorie est proposée : le bombement du Bouclier Touareg serait lié à la convergence Afrique-Europe qui, en réactivant les shear zones panafricaines, entrainerait des délaminations mantelliques locales à l'aplomb de ces structures N-S. Il est en même temps proposé que cet effet soit associé à celui d'une convection de bordure dans les couches superficielles de l'asthénosphère (phénomène d'Edge Driven Convection ; King & Anderson, 1998), liée à la proximité d'une région cratonique (WAC).

Une meilleure imagerie de la structure profonde du bombement du Bouclier Touareg pouvant permettre de valider (ou non) cette théorie, nous avons dédiée une partie de ce travail de thèse à des travaux de modélisations géophysiques de la structure lithosphérique saharienne.

En utilisant diverses données satellitaires (topographie, anomalies de gravité à l'air libre et de géoïde) pour réaliser des inversions 1D et des profils 2D de la lithosphère, nous avons cherché à mieux imager les causes profondes de la topographie actuelle. Nous avons montré que le bombement est compensé isostatiquement par un fort amincissement lithosphérique, qui ne semble pas être corrélé avec des structures préexistantes. Nous avons également mis en évidence que la lithosphère des Bassins Sahariens, au Nord du Bouclier Touareg, semblait anormalement épaisse (tout du moins du point de vue géophysique). Enfin, d'autres travaux de modélisation menés en parallèle au laboratoire IDES ont permis de commencer à étendre ces conclusions à d'autres bombements Nord-Africains.

Au cours de ce travail, il nous est également apparu possible de contraindre l'évolution dans le temps de la lithosphère du Bouclier Touareg. En faisant certaines hypothèses, nous avons inversé les résultats concernant la structure actuelle afin de modéliser des états antérieurs, et ainsi reconstituer des paléo-topographies. Nous avons également développé un nouveau protocole permettant de calculer l'effet de potentielles surcharges passées en eau et en sédiments sur ces paléo-topographies. Ces travaux mettent en évidence, au premier ordre toutefois, que le Bouclier Touareg, s'il n'était pas compensé comme actuellement par un amincissement lithosphérique important, aurait montré une topographie négative fortement

susceptible d'accueillir un bassin intracontinental. Sur la base de ces résultats, nous avons ainsi proposé que le Bouclier Touareg ait pu être un bassin entre le Crétacé et l'Eocène.

La majeure partie de ces travaux a fait l'objet d'une publication, soumise le 30 septembre 2011 à *Journal of African Earth Sciences*, actuellement en cours de correction. Le chapitre qui suit reprend cette publication dans sa version initiale, en en détaillant préalablement les méthodes (profils lithosphériques 2D, puis inversions 1D), et l'enrichit par la suite de données et de discussions supplémentaires.

2. Modélisations 2D : méthodologie détaillée

Le processus de modélisation est de type essai-erreur. Un algorithme va calculer le champ de gravité à l'air libre, les anomalies de géoïde et la topographie à l'équilibre isostatique associés à un modèle 2D de lithosphère qui est proposé par l'utilisateur. Ces résultats sont comparés aux données réelles issues de bases de données satellitaires, permettant de juger de la justesse du modèle proposé par l'utilisateur et, dans une étape suivante, de l'améliorer.

2.1 Réalisation du modèle d'entrée

Le modèle lithosphérique s'inscrit dans une maille 2D (x, z) d'éléments finis triangulaires dont la densité diminue avec la profondeur et qui s'organisent en colonnes verticales (Figure II.1 ; Zeyen and Fernández, 1994). A partir d'une interface graphique dédiée (Figure II.2), l'utilisateur définit des polygones (« Bodies ») avec des propriétés physiques propres (paramètres thermiques et de densité ; Figure II.3) correspondant aux différents éléments de la lithosphère. La position (x,z) des sommets des polygones est fixée manuellement. La maille d'éléments finis triangulaires s'adapte automatiquement de manière à ce qu'aucun élément ne soit commun à deux polygones juxtaposés.

Au moins deux polygones doivent être modélisés : la croûte, dont la limite supérieure va suivre la topographie, et dont la limite basse représente le Moho, et le manteau lithosphérique, dont la limite supérieure est commune avec la croûte (Moho) et la limite inférieure représente l'isotherme 1300°C (limite lithosphère – asthénosphère, Lithosphere Asthenosphere Boudary, LAB). Toutefois, afin de tenir compte des variations de densité et de production de chaleur dans la lithosphère, il est généralement nécessaire de complexifier les modèles avec des polygones supplémentaires aux propriétés différentes (rajout d'une couverture sédimentaire ou d'intrusions magmatiques denses en sub-surface, augmentation ou diminution locale de la production de chaleur, fractionnement en croûte supérieure et croûte inférieure...).

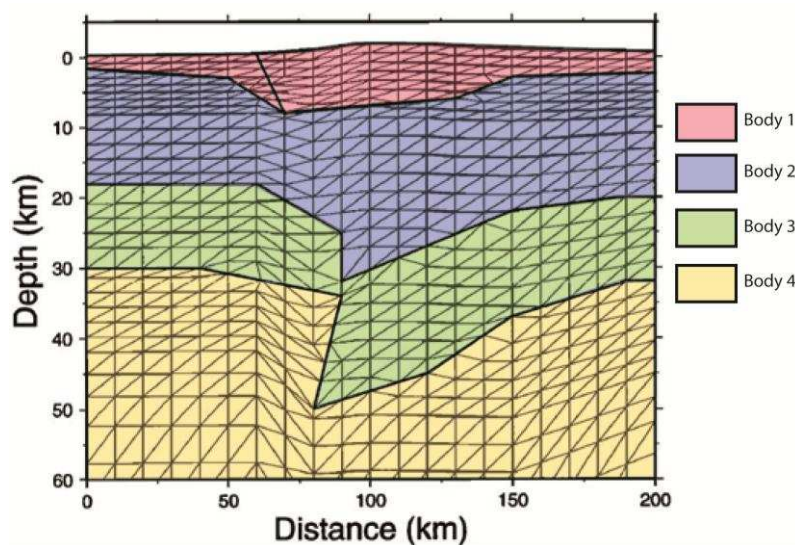


Figure II.1 - Exemple d'ajustement de la maille d'éléments triangulaires (traits noirs fins) à des polygones (en couleur) dont la géométrie est fixée par l'utilisateur (modifié d'après Zeyen and Fernández, 1994). Ici les colonnes font 10 km de large mais dans nos modèles elles en mesurent 5.

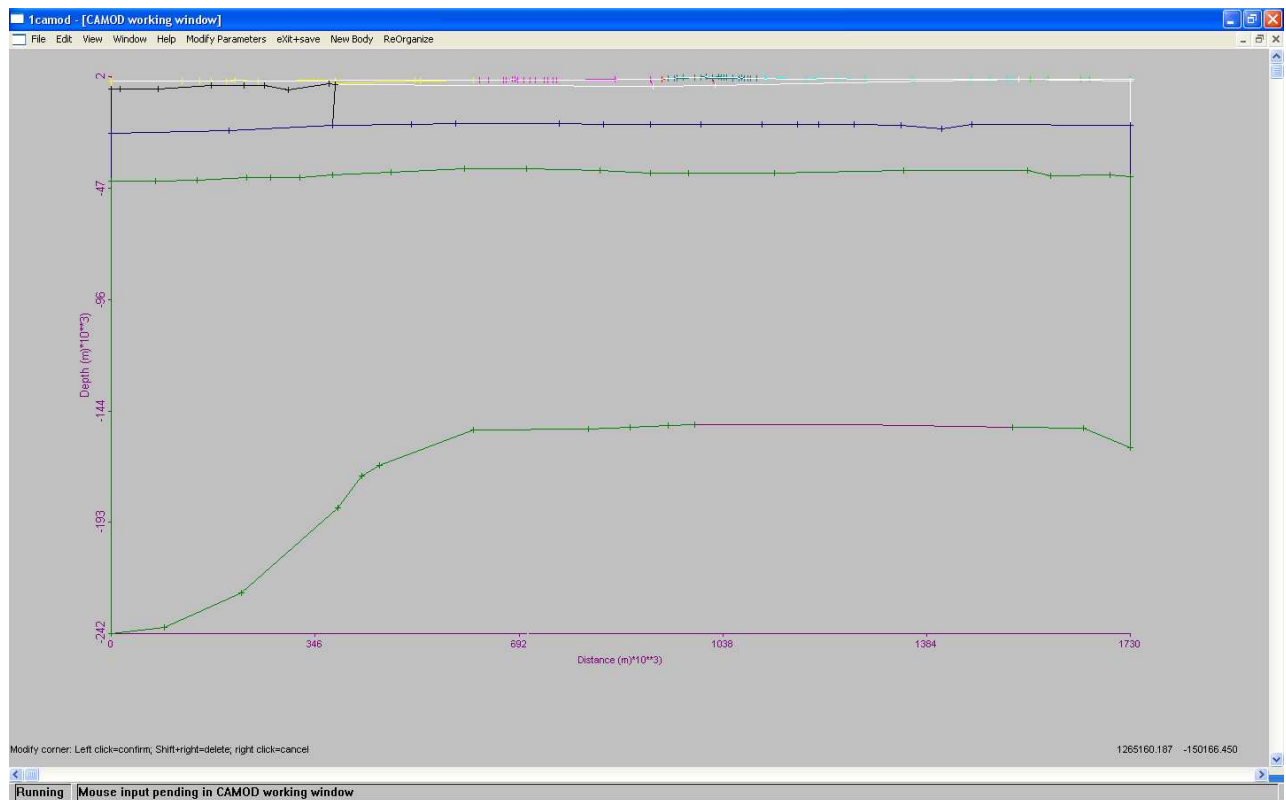


Figure II.2 - Interface graphique de génération du modèle d'entrée

General information

Body number: Body description (20 char max):

Width left (m): Width right (m):

OK

Annuler

Material information

Material number: Material description (20 char max):

Material type (-1, 0, 1, 2):

Thermal parameters

Surface HP (mW/m³): HP exponent (m): Specific Heat (J/(Kg*K)):

Thermal cond. max: Thermal cond. min: Thermal cond. angle:

T-dependence: P-dependence:

Density parameters

Reference density (kg/m³): Exponential term (m):

Pressure dependence (1/MPa): T-dependence (1/K):

Rheological parameters

Brittle: ☐ Friction coefficient: Water pressure coefficient:

Ductile: ☐ Strain dependence: Exponent:

Activation energy: Activation volume:

Figure II.3 - Propriétés physiques des matériaux

2.2 Calcul et représentation des résultats

A l'aide d'un exécutable, la température de chaque sommet d'un élément triangulaire (Figure II.1) est d'abord calculée en considérant un régime thermique à l'équilibre. Les conditions aux limites sont fixées (0°C à la surface, 1300°C à la LAB) et le flux de chaleur ne peut pas traverser les limites latérales du modèle. Le calcul résout l'équation suivante :

Formule II.1:
$$\nabla(k(x, z)\nabla T(x, z)) + A(x, z) = 0$$

Avec :

- k : conductivité thermique ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)
- T : température ($^{\circ}\text{C}$)
- A : production de chaleur par unité de volume (W.m^{-3})
- ∇ : gradient bidimensionnel ($\nabla = \frac{\delta}{\delta x}, \frac{\delta}{\delta z}$)

Dans le manteau lithosphérique, la densité de chaque élément triangulaire est adaptée en fonction de sa température moyenne (calculée à l'étape précédente). Cet effet, qui est négligeable pour la croûte, suit la formule suivante :

Formule II.2:
$$\rho(T) = \rho_0(1 - \alpha(T - T_0))$$

Avec, pour le manteau lithosphérique :

- $\rho(T)$: densité à la température T ($^{\circ}\text{C}$)
- ρ_0 : densité de référence pour $T=T_0$ (3200 kg.m^{-3})
- α : coefficient d'expansion thermique ($3.5.10^{-5} \text{ K}^{-1}$)
- T_0 : température de référence (1300°C)

La topographie absolue (à l'équilibre isostatique) est ensuite calculée avec la formule :

Formule II.3:
$$\varepsilon(x) = H - \frac{\int \rho(z)dz}{\rho_a} + \varepsilon_0$$

Avec :

- ε : topographie (m)
- H : épaisseur de la lithosphère (m)
- ρ_a : densité de l'asthénosphère (3200 kg.m^{-3})
- ε_0 : constante de calibration, correspondant à la topographie théorique d'une asthénosphère sans aucune charge (lithosphère, eau...) par rapport au niveau de la mer actuel (-2380 m ; Lachenbruch and Morgan, 1990).

La valeur de topographie ε est ensuite corrigée de l'effet d'une potentielle tranche d'eau suivant la formule :

Formule II.4:

$$\begin{aligned} \text{si } \varepsilon < 0 \quad \mathcal{E}_e &= \varepsilon \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_{\text{eau}}} \\ \text{si } \varepsilon \geq 0 \quad \mathcal{E}_e &= \varepsilon \end{aligned}$$

Avec :

- \mathcal{E}_e : topographie corrigée de la charge d'eau (m)
- ε : topographie calculée à l'étape précédente (m)
- ρ_a : densité de l'asthénosphère (3200 kg.m^{-3})
- ρ_{eau} : densité de l'eau de mer (1030 kg.m^{-3})

Deux étapes de calcul vont ensuite permettre de calculer les anomalies de géoïde et la gravité à l'air libre pour chaque point en surface (x, y, z ; avec $y = 0$ et $z = \text{topographie}$). Pour ce faire, le modèle de lithosphère est divisé en prismes. Ils sont définis par 6 sommets ($\tilde{x}_1, \tilde{x}_2, \tilde{y}_1, \tilde{y}_2, \tilde{z}_1, \tilde{z}_2$). Leur longueur correspond à la longueur des colonnes, 5 km dans nos modèles ($\tilde{x}_2 - \tilde{x}_1 = 5 \text{ km}$; voir Figure II.X). Ils tendent vers l'infini en largeur ($\tilde{y}_1 = -\infty$; $\tilde{y}_2 = +\infty$). Leur hauteur est définie par le polygone qui les contient, de telle sorte qu'il n'y ait qu'un prisme par polygone. Ainsi, à titre d'exemple, pour un modèle simple croûte + manteau de 500 km de long, il y aura 100 colonnes de deux prismes : un prisme de croûte, allant de la topographie au Moho, et un prisme de manteau, allant du Moho à la LAB.

Le détail des calculs considère donc les termes suivants :

- x, y, z : position du point de mesure avec $y = 0$ et $z = \text{topographie}$
- $\tilde{x}_1, \tilde{x}_2, \tilde{y}_1, \tilde{y}_2, \tilde{z}_1, \tilde{z}_2$: sommets du prisme
- $x_1, x_2, y_1, y_2, z_1, z_2$: distance entre les sommets du prisme et le point de mesure (x, y, z) soit $x_1 = x - \tilde{x}_1$; $x_2 = x - \tilde{x}_2$; $y_1 = y - \tilde{y}_1$; $y_2 = y - \tilde{y}_2$; $z_1 = z - \tilde{z}_1$; $z_2 = z - \tilde{z}_2$
- G : constante gravitationnelle universelle ($G \sim 6.674.10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}^2$)
- g : gravité moyenne au niveau de géoïde, valeur fixée à 9.81 m.s^{-2}

Et également :

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad ; \quad \rho(z) = \rho_0 + \gamma z$$

Avec :

- ρ_0 : densité du triangle considéré
- γ : gradient vertical de densité

A l'aide de ces termes, l'effet d'un prisme donné sur le champ de gravité à l'air libre à un point donné est d'abord calculé, d'après la formule suivante (Gallardo-Delgado et al., 2003) :

Formule II.5:

$$\begin{aligned} \Delta g = G\rho_0 & \left\| \left\| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) \right\| \right\| \left\| \begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix} \right\| \\ & + G\gamma \left\| \left\| -xy \ln(r+z) - \frac{z^2}{2} \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) + \frac{x^2}{2} \arctan\left(\frac{yz}{yr}\right) \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{y^2}{2} \arctan\left(\frac{xz}{yr}\right) \right\| \right\| \left\| \begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix} \right\| \end{aligned}$$

L'algorithme somme ensuite les effets de tous les prismes du modèle sur le point considéré, afin d'obtenir la valeur d'anomalie à l'air libre en un point du profil. Le fonctionnement est similaire pour le géoïde, si ce n'est la formule qui diffère (Fullea et al., 2009) :

Formule II.6:

$$\begin{aligned} \Delta H = \frac{G\rho_0}{g} & \left\| \left\| xy \ln(z+r) + yz \ln(x+r) + xz \ln(y+r) - \frac{z^2}{2} \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) - \frac{x^2}{2} \arctan\left(\frac{yz}{xr}\right) \right. \right. \\ & \left. \left. - \frac{y^2}{2} \arctan\left(\frac{xz}{yr}\right) \right\| \right\| \left\| \begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix} \right\| + \frac{G\gamma}{3g} \left\| \left\| xyr + \frac{y}{2}(y^2 + 3z^2) \ln(x+r) \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{x}{2}(x^2 + 3z^2) \ln(y+r) - z^3 \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) \right\| \right\| \left\| \begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix} \right\| \left\| \begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix} \right\| \end{aligned}$$

Après ces calculs de topographie isostatique, de gravité à l'air libre et d'anomalie de géoïde, toutes ces valeurs sont finalement représentées graphiquement (Figure II.4). Les valeurs calculées sont superposées à des valeurs réelles issues de bases de données satellitaires, afin de pouvoir juger de la pertinence du modèle. Les données de topographie et de gravité à l'air libre proviennent de la base de donnée Topex (<http://topex.ucsd.edu/pub>; Sandwell & Smith, 1997; Sandwell & Smith, 2009; Figure II.5). Les données d'anomalie de géoïde, issues des bases de données EGM2008 (Pavlis et al., 2008; Figure II.6), voient leurs harmoniques sphériques filtrées jusqu'au degré 10, ce qui permet d'affranchir le signal des variations de masse asthénosphériques de grande échelle. Les trois jeux de données sont moyennés sur une bande de 50 km de large de chaque côté du profil, afin de limiter des effets de bord et les

structures de petite échelle. L'incertitude représentée graphiquement sur ces données (barres d'erreur, voir Figure II.4) correspond à l'écart-type des valeurs sur ces 100 km de large.

D'autres données peuvent être calculées à partir du modèle et ainsi affiner les modélisations : flux de chaleur en surface et anomalies de Bouguer. Cependant, en l'absence de données de ce type fiables sur le Bouclier Touareg, nous ne les avons pas utilisées.

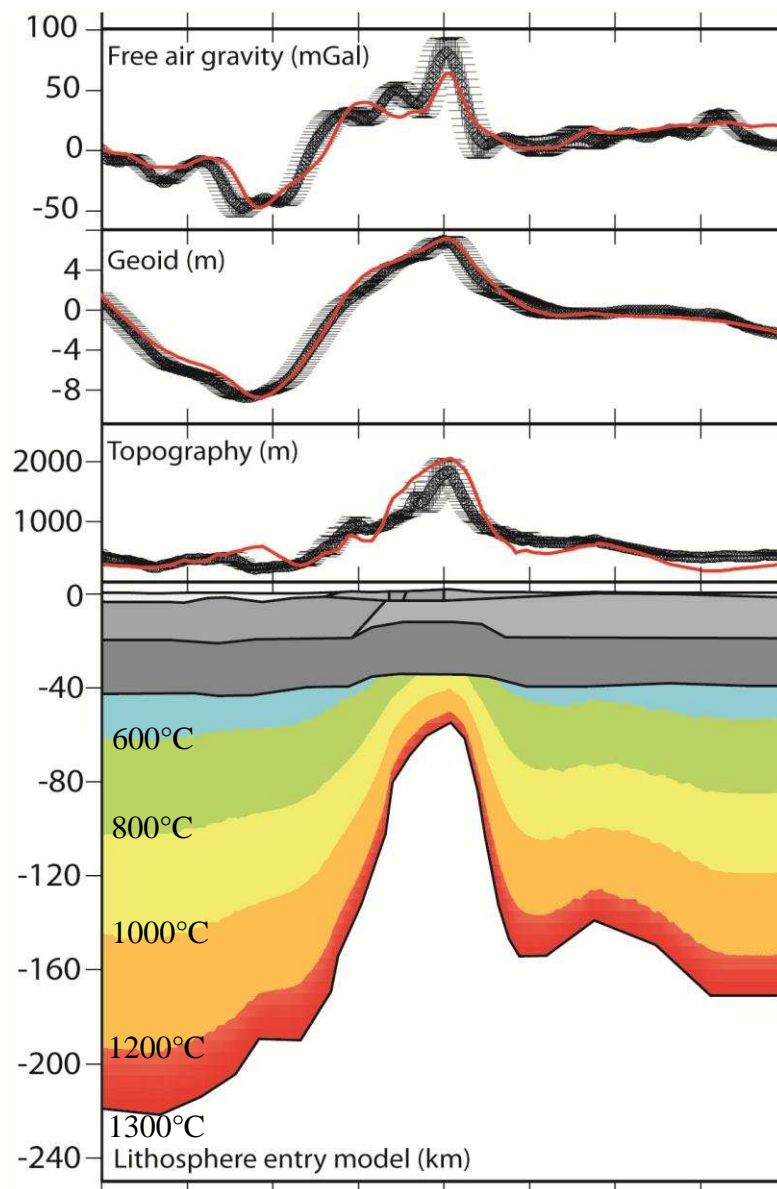


Figure II.4 - Exemple de modélisation, non à l'échelle (échelle verticale fortement augmentée). Le diagramme inférieur représente le modèle lithosphérique d'entrée, avec l'asthénosphère en blanc, le manteau lithosphérique en couleur (les couleurs représentant les températures), et la croûte en niveaux de gris permettant de différencier les différents polygones la constituant. Les trois diagrammes qui lui sont superposés représentent la topographie à l'équilibre isostatique, les anomalies de géoïde et la gravité à l'air libre. Les données satellitaires sont représentées en noir, avec leurs barres d'erreur (voir texte pour détail), tandis que les courbes rouges représentent les effets du modèle calculés par l'algorithme.

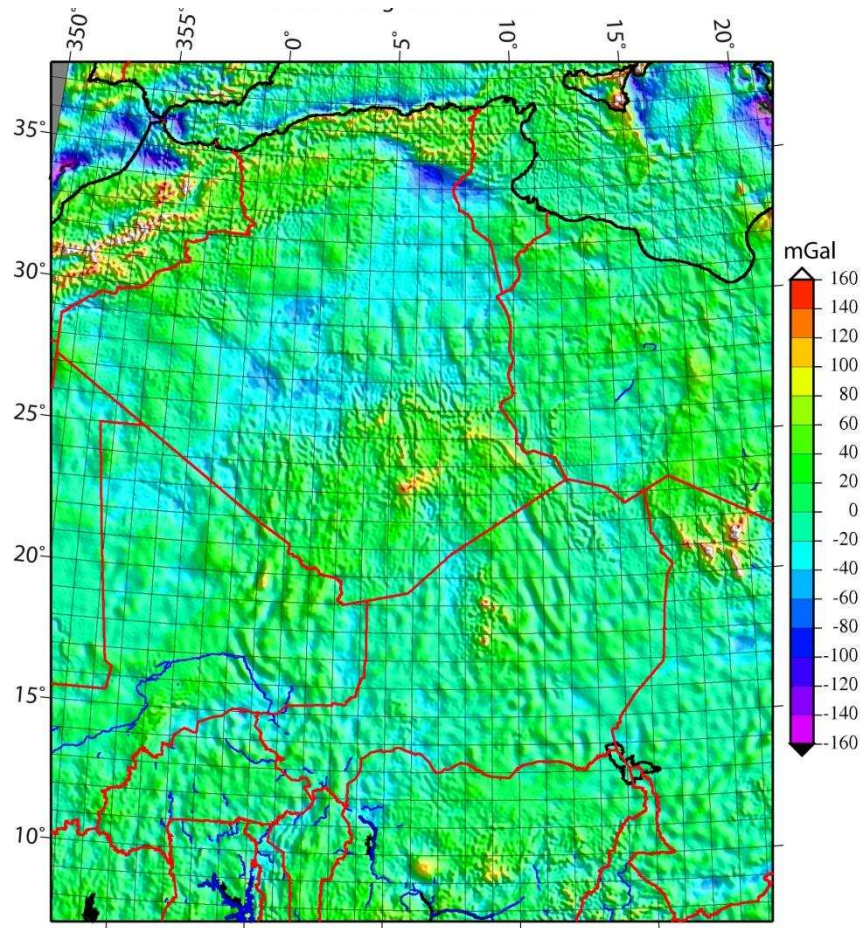


Figure II.5 - Carte des données de gravité à l'air libre comparées aux modélisations (Sandwell & Smith, 1997, 2009)

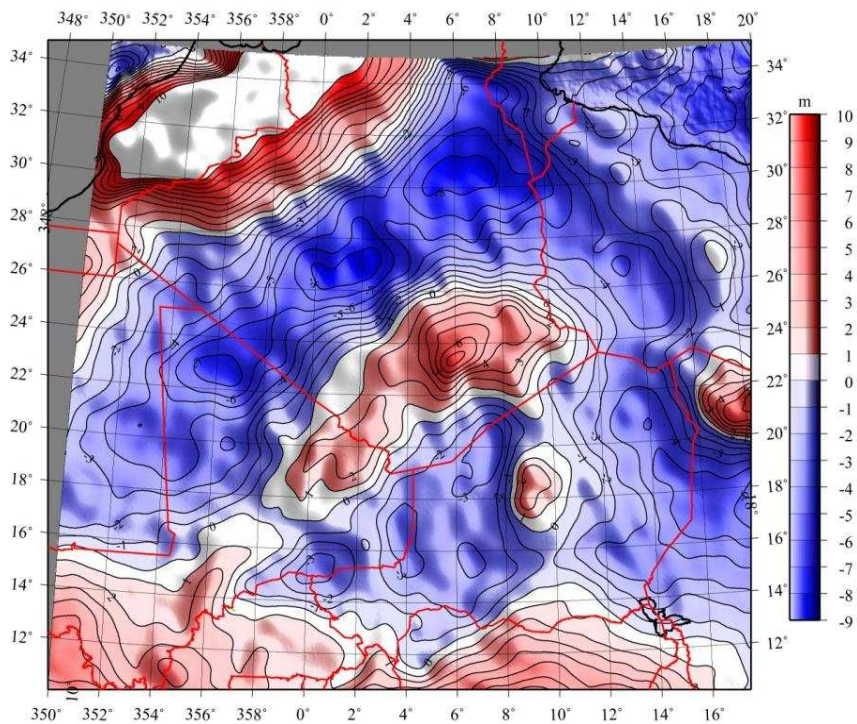


Figure II.6 - Carte des données d'anomalie du géoïde comparées aux modélisations (Pavlis et al., 2008).

2.3 - Protocole de modélisation

Lors du processus de modélisation la topographie isostatique, le géoïde et le champ de gravité à l'air libre répondent différemment à toute modification de densité de la lithosphère.

La topographie traduit l'intégrale verticale de la densité moyenne de la lithosphère. Une augmentation de masse aura donc le même effet quelle que soit sa profondeur, tant qu'elle modifie dans une même mesure la flottabilité de la lithosphère. L'effet d'une masse sur le géoïde est inversement proportionnel à l'éloignement de cette masse. Ainsi, le géoïde est plus sensible à des variations de masse superficielles, mais il peut malgré tout être influencé par des modifications de densité du manteau. En ce qui concerne la gravité, l'effet généré par une masse est inversement proportionnel au carré de la distance à cette masse. De fait, le champ de gravité est très peu sensible à des variations profondes de densité.

Ces différences permettent de faciliter le travail de modélisation, car elles situent la profondeur des anomalies de densité de la lithosphère. A titre d'exemple, si à une position donnée la topographie et les anomalies de géoïde calculées sont respectivement trop fortes et basses par rapport aux valeurs réelles, mais que le champ de gravité est correct, alors cela signifie qu'il faut rajouter de la masse en profondeur, donc par exemple abaisser la LAB. Cela permet de diminuer la topographie et d'augmenter les valeurs du géoïde, tout en ayant un impact réduit sur le champ de gravité, qui est peu sensible à ces modifications profondes.

Le processus de modélisation est de type essai-erreur : les éventuelles différences entre les données calculées à partir du modèle de lithosphère initial et les données satellitaires sont interprétées par l'utilisateur, qui va modifier la répartition des masses dans le modèle initial et tester cette modification par une nouvelle confrontation aux données satellitaires. Ces itérations sont menées jusqu'à ce que les données calculées soient correctement corrélées aux données satellitaires.

2.4 - Paléo-isostasie et charge sédimentaire

Les modélisations permettent de contraindre la structure thermique et de densité actuelle d'une lithosphère. Mais les résultats peuvent également être utilisés pour étudier les états antérieurs de la lithosphère. En effet, dans la publication des résultats de ces modélisations sur le Bouclier Touareg, présentée ci-après, nous montrons qu'il est possible de corriger la lithosphère actuelle de la perturbation thermique mise en évidence et ainsi de modéliser, au premier ordre, sa structure antérieure à la mise en place de la perturbation. Ces calculs permettent d'approximer la paléo-topographie isostatique du Bouclier Touareg et montrent qu'elle a pu atteindre des valeurs significativement négatives.

Comme détaillé ci-dessus (paragraphe 2.2), la formule de calcul de la topographie isostatique intégrée dans l'algorithme de modélisation prend en compte le remplissage d'eau de toute topographie plus basse que le niveau actuel de la mer. Toutefois ce calcul n'est pas adapté dans le cas de reconstitutions paléo-topographiques car, d'une part, le niveau eustatique antérieur n'est pas forcément égal à l'actuel, et d'autre part toute topographie négative n'était

pas forcément remplie que d'eau et pouvait aussi supporter une couverture sédimentaire aujourd'hui érodée.

Afin de prendre en compte ces situations, nous avons modélisé la réponse isostatique du modèle de paléo-lithosphère à une gamme étendue de charges d'eau et de sédiments. Ce calcul est basé sur 3 étapes (Figure II.7). La première étape permet de corriger les paléo-topographies de la charge d'eau automatiquement ajoutée par l'algorithme de modélisation lorsque les valeurs calculées sont inférieures au niveau de la mer actuel (voir paragraphe 2.2). Les étapes 2 et 3 permettent de prendre en compte une couche d'eau et une couche de sédiments supplémentaires, respectivement en fonction des hauteurs h_1 et h_2 . Ces deux valeurs absolues représentent le niveau altimétrique de remplissage d'eau (équivalent du paléo-eustatisme) et de sédiments (équivalent du toit des sédiments). Afin de simplifier le calcul, nous avons considéré que ces valeurs sont constantes sur tout le profil. Voici le détail de ces calculs :

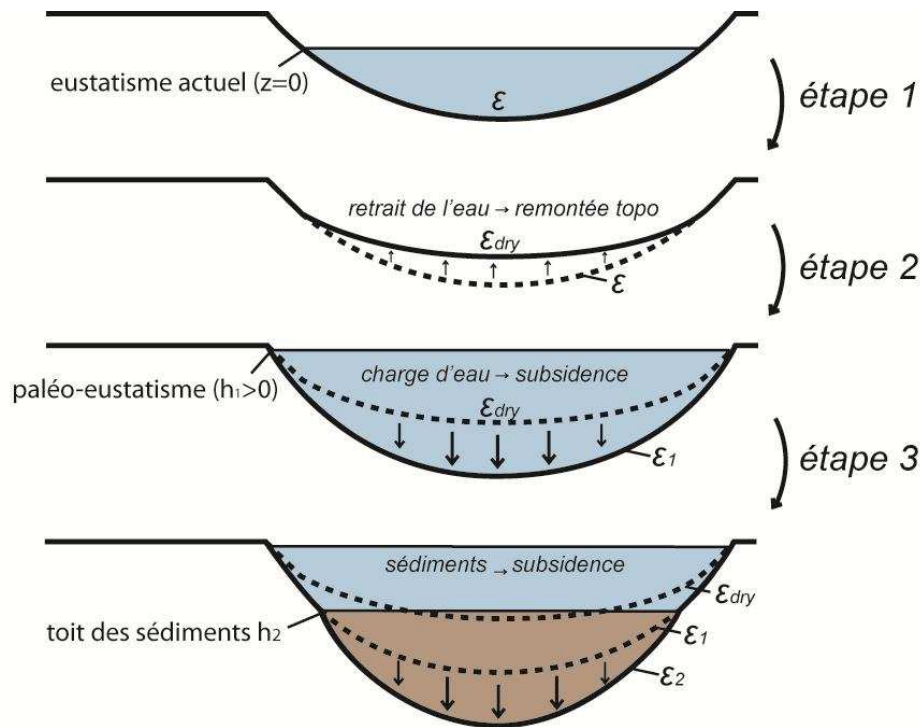


Figure II.3 – Schéma explicatif des trois étapes de calcul de la paléo-topographie

Étape 1) Calcul d'une topographie ε_{dry} corrigée du remplissage automatique d'eau de toute paléo-topographie ε négative.

Formule II.7: si $\varepsilon < 0$ $\varepsilon_{dry} = \varepsilon \frac{\rho_a - \rho_{eau}}{\rho_a}$

si $\varepsilon \geq 0$ $\varepsilon_{dry} = \varepsilon$

Etape 2) Calcul d'une paléo-topographie ε_1 qui prend en compte une charge d'eau définie par un paléo-niveau eustatique h_1 (altitude absolue).

Formule II.8:

$$\text{si } \varepsilon_{\text{dry}} < h_1 \quad \varepsilon_1 = (\varepsilon_{\text{dry}} - h_1) \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_{\text{eau}}} + h_1$$

$$\text{si } \varepsilon_{\text{dry}} \geq h_1 \quad \varepsilon_1 = \varepsilon_{\text{dry}}$$

Etape 3) Calcul d'une paléo-topographie ε_2 qui prend en compte une charge sédimentaire définie par la paléo-altitude du toit des sédiments h_2 (altitude absolue).

Formule II.9:

$$\text{si } \varepsilon_1 < h_2 \quad \varepsilon_2 = (\varepsilon_1 - h_2) \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_{\text{sédim}}} \frac{\rho_a - \rho_{\text{eau}}}{\rho_{\text{eau}}} + h_2$$

$$\text{si } \varepsilon_1 \geq h_2 \quad \varepsilon_2 = \varepsilon_1$$

Avec :

- ε : paléo-topographie estimée d'après les modélisations, valeur initiale (m)
- ε_{dry} : paléo-topographie corrigée de la charge d'eau générée par l'algorithme de calcul (m)
- ε_1 : paléo-topographie après prise en compte de la charge d'eau de hauteur h_1 (m)
- ε_2 : paléo-topographie après prise en compte de la charge d'eau de hauteur h_1 et des sédiments de hauteur h_2 (m)
- ρ_a : densité de l'asthénosphère (kg.m^{-3})
- ρ_{eau} : densité de l'eau (kg.m^{-3})
- $\rho_{\text{sédim}}$: densité des sédiments (kg.m^{-3})
- h_1 : paléo-altitude absolue de l'eau, par rapport au niveau actuel de la mer (m)
- h_2 : paléo-altitude absolue des sédiments, rapport au niveau actuel de la mer (m)

3. Inversions 1D : méthodologie détaillée

En complément des profils 2D qui constituent le cœur du travail de modélisations, nous avons réalisé des cartes d'inversion des données de topographie et d'anomalies de géoïde en 1D. La méthode étant décrite en détail dans Fullea et al. (2007), en voici une explication simplifiée.

Cette méthode consiste en une inversion des données satellitaires de topographie et d'anomalies de géoïde présentées précédemment (détails, références et représentations graphiques sont disponibles dans le paragraphe 2.3).

En 1D, ces grandeurs dépendent de trois paramètres : la densité moyenne de la croûte, l'épaisseur de la croûte, et l'épaisseur du manteau lithosphérique (ou sa densité moyenne, les deux étant liés si on considère que la lithosphère est à l'équilibre thermique). Ainsi, en fixant un de ces trois paramètres, il est possible de déterminer les deux autres (deux équations à deux inconnues). Dans notre cas, nous avons fixé la densité moyenne de la croûte à 2850 kg.m^{-3} . L'algorithme de calcul nous a donc permis de résoudre les deux autres paramètres en chaque point du Sahara, et ainsi de dresser des cartes d'épaisseur de croûte et de lithosphère, présentées en fin de chapitre.

La première équation, liant topographie et paramètres de la lithosphère, est la suivante :

Formule II.10:
$$Z_c = \frac{\rho_a L_0 + \varepsilon \cdot (\bar{\rho}_c - \rho_w) + Z_L \cdot (\bar{\rho}_m - \rho_a)}{\bar{\rho}_m - \bar{\rho}_c}$$

Avec :

- z_c : profondeur du Moho
- ρ_a : densité de l'asthénosphère (3200 kg.m^{-3})
- L_0 : 2320 m, la profondeur de l'asthénosphère sans charge lithosphérique
- ε : topographie
- $\bar{\rho}_c$: densité moyenne de la croûte, fixée à 2850 kg.m^{-3}
- ρ_w : densité de l'eau (1030 kg.m^{-3})
- z_L : profondeur de la LAB
- $\bar{\rho}_m$: densité moyenne du manteau lithosphérique

La seconde équation, liant ces paramètres lithosphériques et anomalie de géoïde est relativement complexe et ne sera pas détaillée ici (voir Fullea et al., 2007 pour détails). Elle est une adaptation à ce cas particulier de l'équation classique de calcul des anomalies de géoïde en 1D :

Formule II.11:
$$N = -\frac{2\pi G}{g} \int z \cdot \rho(z) dz + N_0$$

Avec :

- G : constante gravitationnelle universelle ($G \sim 6.674 \cdot 10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}^2$)
- g : gravité, valeur fixée à 9.81 m.s^{-2}
- $\rho(z)$: densité au point z
- N_0 : constante de référence, définie par l'utilisateur

Le terme N_0 de l'équation précédente renvoie vers la notion de modèle de référence, adapté par l'utilisateur à la région étudiée. En effet, le modèle utilise des anomalies de géoïde et non pas des valeurs absolues, ce qui pose des problèmes de précision des résultats. Afin d'améliorer ces derniers, l'utilisateur doit donc fixer une valeur de référence de profondeur de Moho. Cette valeur est acquise par essai-erreur lors du processus de modélisation, l'inversion ne fonctionnant pas si la valeur n'est pas adéquate. Dans nos inversions, la valeur de 30 km a été utilisée.

Malgré la prise en compte de ce paramètre qui améliore les résultats, cette méthode d'inversion reflète toutefois plus aisément la forme des structures lithosphériques, que leur profondeur absolue. Cette méthode a donc un rôle plus qualitatif que quantitatif.

4. Article 1: Meso-Cenozoic topographic evolution of the intraplate basement highs in North Africa: the case of the Hoggar swell (Algeria, Sahara).

Des modélisations 2D de la structure thermique et de densité de la lithosphère du Bouclier Touareg ont été réalisées. Les résultats qui en découlent ont été intégrés dans une publication, présentée ci-dessous, soumise à *Journal of African Earth Sciences* le 30 septembre 2011, actuellement en cours de correction et présentée ici en version initiale. Les auteurs en sont : Sylvain Rougier, Yves Missenard, Hermann Zeyen, Jocelyn Barbarand et Cécile Gautheron.

Résumé

L'Afrique du Nord montre plusieurs bombements topographiques, souvent associés à du volcanisme intraplaque cénozoïque. L'évolution et le contexte géodynamique à l'origine de ces hauts topographiques ne sont pas encore bien compris. Cette publication se concentre sur l'évolution méso-cénozoïque du dôme du Hoggar qui est très peu contrainte, ce qui est principalement dû à l'absence de sédiments de même âge. Les structures thermiques et densimétriques actuelles de la lithosphère du Hoggar ont été modélisées via quatre profils longue distance bidimensionnels, en utilisant l'algorithme de Zeyen et Fernández (1994) qui permet de combiner la topographie isostatique, le géoïde et les anomalies du champ de gravité à l'air libre. En ce qui concerne l'épaisseur de la croûte, nous avons utilisé deux scénarios extrêmes (34 et 40 km). La comparaison avec les données issues de la littérature montre que le modèle d'une croûte de 34 km d'épaisseur peut être favorisé, car il est associé à une épaisseur lithosphérique en accord avec les études pétrologiques et géophysiques. En retirant l'anomalie thermique sur ces profils, nous avons par la suite modélisé la paléolithosphère du Bouclier Touareg, qui correspond à la période non perturbée du Crétacé Supérieur à Eocène. Nous montrons que, pour le modèle privilégié d'une croûte de 34 km d'épaisseur, la surface actuelle du Hoggar a probablement été enfouie sous une couverture qui a pu atteindre 2000 m d'épaisseur. A l'exception de quelques lambeaux sédimentaires Cénomaniens, il ne reste plus de traces de cette charge sédimentaire sur le bombement du Hoggar. Il est donc nécessaire d'envisager une phase d'érosion antérieure aux épandages de plateaux basaltiques de l'Eocène Supérieur, que nous relions au début de la mise en place de la perturbation thermique actuelle.

Abstract

North Africa shows several topographic swells, mostly associated with Cenozoic intraplate volcanism. Evolution and geodynamical settings at the origin of such topographic highs are not yet well understood. This paper focuses on the Hoggar swell Meso-Cenozoic evolution, which remains largely unconstrained mostly due to the lack of associated sediments. On four long distance two-dimensional lithospheric profiles, we modelled the current thermal and density structure of the Hoggar lithosphere, using the Zeyen & Fernández (1994) algorithm to fit the isostatic topography, geoid and free air gravity fields. We used two end-members scenarios concerning the crust thickness (34 and 40 km). The comparison with the literature data shows that the 34 km crust model must be favoured, as it describes a lithosphere thickness in accordance with petrological and geophysical studies. By removing the thermal perturbation on the current profiles, we then modelled an unperturbed paleolithosphere corresponding to the Upper Cretaceous to Eocene period. We show that, for the favoured 34

km crust model, the current Hoggar surface must realistically have been buried under up to 2000 m of sediments. Except some remnants of Cenomanian deposits, there are no longer traces of this sedimentary load over the Hoggar swell. It is thus required to invoke an erosion stage before the Late Eocene flood basalts appearance, which we relate to the beginning of the implementation of the current thermal perturbation.

1. Introduction

Africa, mostly built during the Panafrikan Orogeny (Proterozoic to Cambrian), is predominantly surrounded by passive margins, the only collisional domain being the Atlas compressive margin in the North. The mean topography of the African continent is anomalously high, in particular in the South (Doucouré & de Wit, 2003), while the northern part of the continent shows several intraplate topographic swells (Fig. 1). With controversial ages, often associated with volcanism, they suggest the involvement of deep processes. The Hoggar bulge, in the Tuareg Shield, is one of these swells: it forms a Precambrian basement topographic high of 500 000 km², reaching 2400 m in the Atakor district. This relief is accompanied by mostly basaltic Cenozoic volcanism, which forms the highest peaks of up to 2900 m (Mt. Tahat, Atakor district).

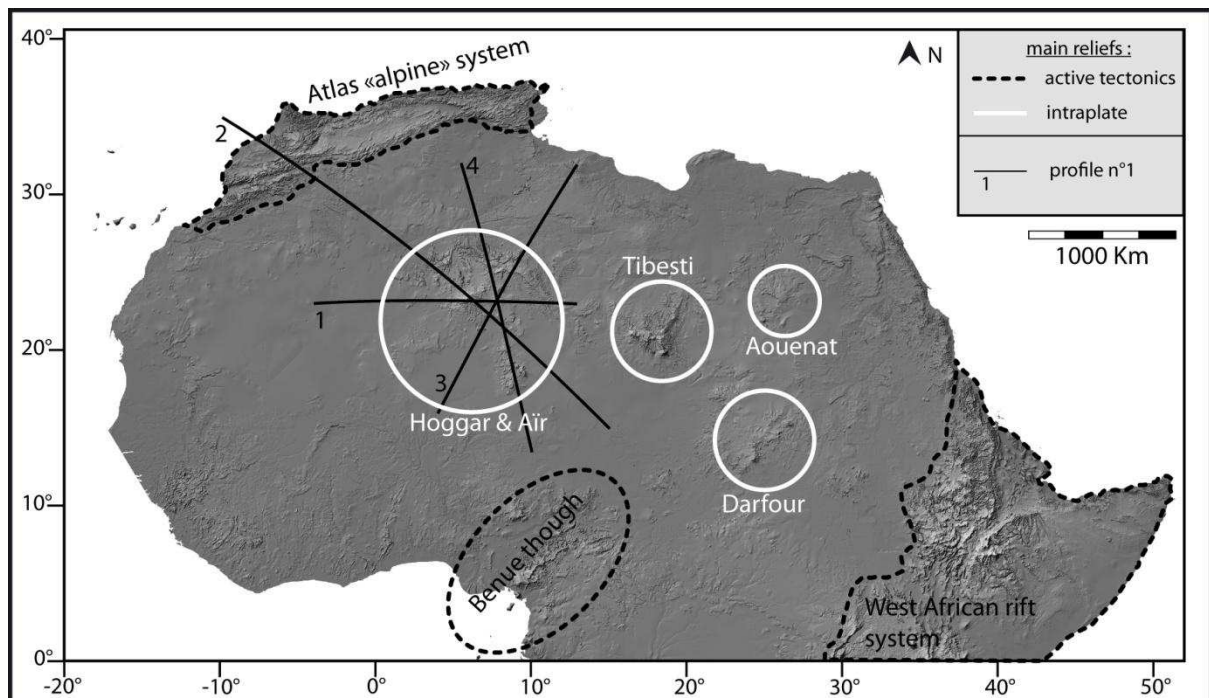


Figure 1 - Tectonic versus intraplate topographic highs of North Africa, with the position of the four geophysical profiles.

The origin of the Hoggar uplift is still debated, as several scenarios have been proposed to explain this basement doming and the associated magmatism. Following Aït Hamou (2000), the Hoggar bulge is related to asthenospheric upwelling in the deep mantle (“hot spot” theory). On the other hand, it has been proposed that Alpine reactivation of tectonic faults could produce a shallow edge driven convection cell (King & Anderson, 1998; Liégeois et al., 2005; Till et al., 2010) at the margin between the Tuareg Shield (mobile belt lithosphere with

classical thickness around 160 km) and the West African Craton (thicker, cratonic lithosphere).

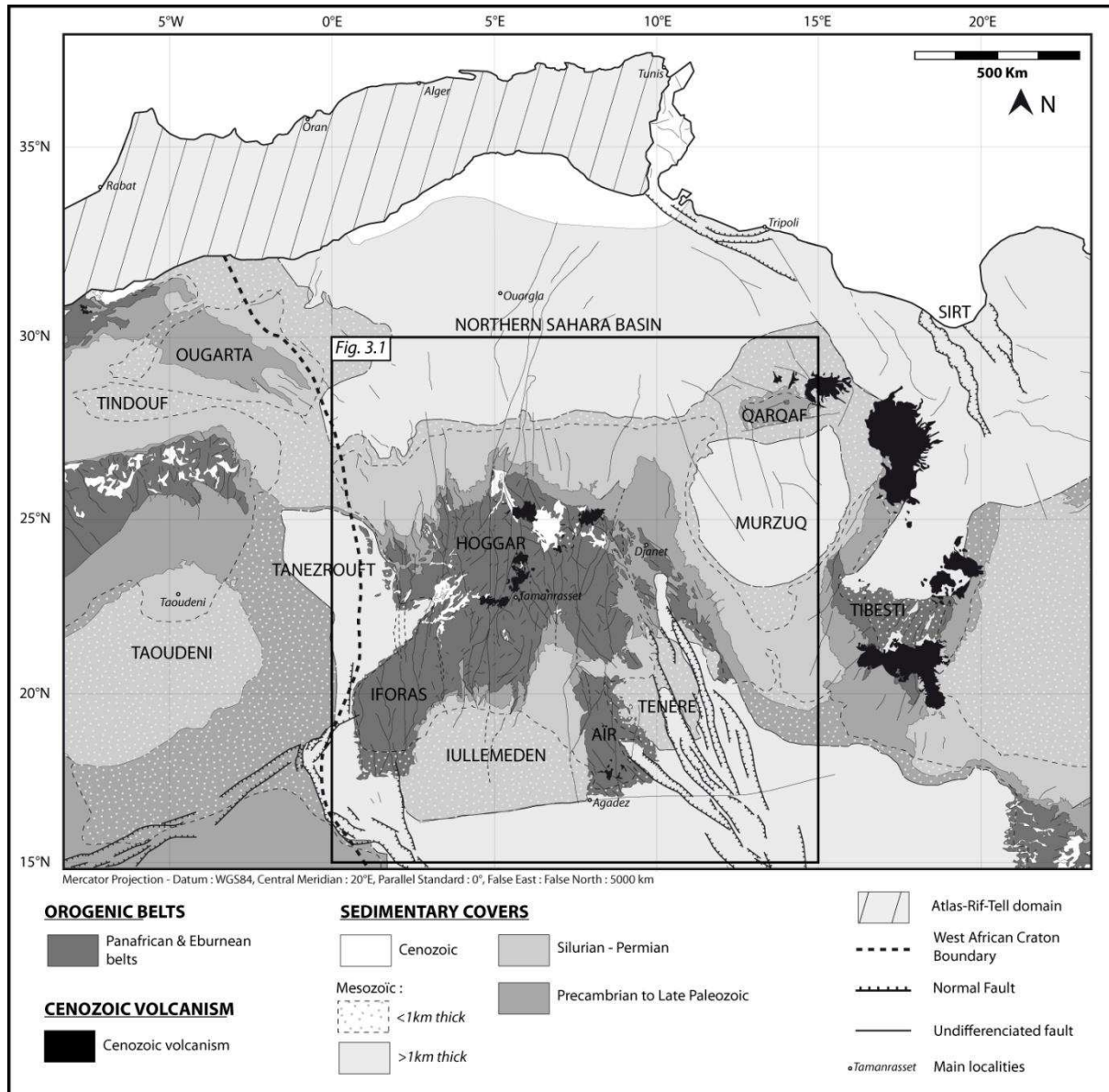


Figure 2 - Schematic structural map of the Hoggar massif and adjacent areas.

It is expected that this basement doming occurred during Cenozoic, in correlation to volcanism ages (from Late Eocene to current times). Furthermore, it has been proposed that the uplift would be directly linked to a Miocene mantle rejuvenation (Beccaluva et al., 2007). However, low-temperature thermochronology data over the Hoggar swell trend to consider the doming as Mesozoic (Carpena et al., 1988; Khaldi et al., 2006). Moreover, potential links between topographic swell and Cretaceous rifting stage in the area must be taken in account, as proposed by Dautria & Lesquer (1989). Beyond the discussion about the current thermal and chemical properties of the Hoggar lithosphere and its implications for the geodynamical activities, it is thus important to clarify and precise the chronological aspects of its Meso-Cenozoic evolution.

Here, we discuss the Meso-Cenozoic evolution of the Hoggar topography in the light of integrated thermal, isostatic and gravimetric two-dimensional lithospheric modelling, using the Zeyen & Fernández (1994) algorithm. Four long-distance profiles are modelled, in order to constrain the current structure of the Hoggar lithosphere and, in particular, its temperature distribution. We found evidence for a lithospheric thinning under the Hoggar. The topographic effect of this thermal anomaly was then subtracted from the current topography, allowing us to model the isostatic topography of an earlier, unperturbed stage. We finally discuss these results and their implications on the topographic evolution of the Hoggar, during Meso-Cenozoic times.

2. Geological setting

The Tuareg Shield (Fig. 1, 2) results from Neoproterozoic accretion of terranes along roughly N-S striking lithospheric-scale shear zones (Fabre, 2005), formed during Panafrican orogeny. In the early Paleozoic, topography is reduced, allowing a long sedimentation stage, which generates the first Phanerozoic platform cover (in particular the Ordovician Tassilis sandstones).

During Carboniferous and until Upper Cretaceous, the Tuareg Shield is emerged, and continental sedimentation begins, known as the “Continental Intercalaire” stage. After Lefranc & Guiraud (1990), the Hoggar is suspected to be a topographic high in the shield, that could have allowed substratum erosion in the area. From Late Berriasian to Early Aptian, the opening of the South Atlantic Ocean induces an extensional stage in West Africa. The Tenere trough (Fig. 2) is subsiding, and filled with terrigenous fluvial-lacustrine formations (Guiraud et al., 2005). Reactivation of inherited fault systems in the Tinhert zone (northern margin of the Hoggar, Fig. 2), associated with sedimentary filling, is also mentioned by Aït-hamou (2000).

The Upper Cretaceous period, which marks the end of the so-called Continental Intercalaire stage with the Cenomanian transgression, is less constrained in the Hoggar area. The Termit trough, in the Tchad basin, which can be related to the Tenere rift system, remains active until the Upper Miocene (Guiraud et al., 2005). Such late subsidence is not evidenced in the Tenere and the Tinhert basins. In the Hoggar, unconformably overlying the basement, the Serouenout sedimentary series (Fig. 2) witnesses of a deposit stage in the area, Cenomanian estimated since the discovery of *Protopodocarpoxylon Rochii* silicified wood in the serie (Bordet, 1953). Today between 1100 and 1750 m of altitude, the remnants consists of 350 m thick fluvio-lacustrine sandstones. Near Amguid (Fig. 2), north of the Serouenout sandstones, Kilian (1930) describes an outcrop of limestones, also lying directly on the Precambrian substratum. Based on the discovery of a *Calycoceras naviculare* marine ammonite by Busson et al. (1999), this limestone is thought to be Cenomanian in age, thus contemporary to Serouenout sandstones. At that time, the Hoggar thus experienced low topography episode, associated with sedimentary deposits, of marine type on its northern margin (Amguid limestones) and continental-type on its core (Serouenout sandstones).

The Cenozoic evolution of the Hoggar has been studied essentially via volcanic remnants. Azzouni-Sekkal et al. (2007) show that volcanic activity started at 34-32 Ma (Late Eocene, Early Oligocene), in the Djebel Taharaq district (Fig. 2), covering the Serouenout Cretaceous sedimentary serie with tholeitic flood basalts, with a total thickness up to 1500 m (currently between 300 and 700 m). These basalts show EM1 isotopic signature (Aït Hamou, 2000), which is interpreted as old component of the Panafrican lithosphere. Between 28 and 24 Ma, still in the Taharaq district and associated with volcanism, hypovolcanic ring complexes formed (Azzouni-Sekkal et al., 2007). Since 20 Ma and until today, new volcanic districts are growing (Atakor, Adrar n' Ajjer, Eggere, Manzaz, Tahalra) while magmatism becomes alkaline (Azzouni-Sekkal et al., 2007). The isotopic signature skips to HIMU signature, which is interpreted as lithosphere rejuvenation by asthenospheric upwelling (Allègre et al., 1981; Beccaluva et al., 2007). No recent volcanic activity has been observed, although Girod (1971) describes some fumaroles in the Atakor district. Seismic tomography and gravimetric studies (Ayadi et al., 2000; Lesquer et al., 1988) indicate the presence of a less dense mantle under the Hoggar, with a roughly NE-SW elongated shape, correlated with the distribution of volcanism, which could be related to a thermal or chemical mantle anomaly.

3. Data and methodology

Isostatic topography, gravimetric and geoid fields all depend on lithospheric density distribution, but with different distance dependence. Isostatic topography variations reflect variations in lithospheric mean density. The effect of density variations on gravity field decrease with r^{-2} , r being the distance between rock volume and measuring point, which allows gravity field data to image preferentially crustal structure. On the other hand, geoid undulations decrease with r^{-1} , allowing imaging of the deep lithospheric structures as well.

The free air gravity and topography data from Topex database (<ftp://topex.ucsd.edu/pub>) (Sandwell & Smith, 1997; Sandwell & Smith, 2009) and the geoid data from EGM2008 (Pavlis et al., 2008) were modelled along four 2D lithospheric profiles. In order to avoid interpreting very long-wavelength geoid undulations that may be related to density variations well below the lithosphere, we eliminated the spherical harmonics up to degree and order 8 from the geoid data. Data profiles are averaged on a 100 km wide stripe around the profiles (50 km each side), in order to exclude interpreting local 3D structures and extreme values that happen to be located on the profile with our 2D model. The standard deviation of data within this stripe is taken as uncertainty of the data.

We introduced in the entry model four different materials (bodies): sediments, upper continental crust, lower continental crust and lithospheric mantle (Fig. 3). Materials are characterized by the following physical properties: density and its temperature dependence, volumetric heat production, and thermal conductivity. Using a finite element algorithm, the temperature distribution is calculated in steady-state for a given model, with the following boundary conditions: temperature is fixed at Earth's surface (20°C) and at the Lithosphere-Asthenosphere Boundary (LAB) (1300°C), while horizontal heat flow is not allowed across the vertical lateral model boundaries. Based on the temperature distribution, the density distribution is calculated in the model using temperature dependence of density.

The densities in the mantle are related linearly to temperatures through the formula:

$$\rho(T) = \rho_a \times (1 - \alpha(T - T_a))$$

where α is the thermal expansion coefficient ($3.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$) and T_a the temperature at the LAB, defined as 1300°C isotherm.

Finally, this density distribution is used to calculate isostatic topography, free air gravity, and geoid, which are then compared with the measured data, leading in case of discrepancies to a modification of the model and recalculation (trial and error method).

Topography t is calculated as:

$$t = \frac{\rho_a - \overline{\rho_l}}{\rho_a} H + t_0$$

where ρ_a is the density of the asthenosphere (3200 kg/m^3); $\overline{\rho_l}$ is the average density of the lithosphere; H is the thickness of the lithosphere (including the topography t); $t_0 = -2380 \text{ m}$ is a calibration constant that allows us to calculate absolute topography (Lachenbruch & Morgan, 1990) with respect to current sea level.

The modelled crustal structure is constrained as far as we can by available literature data (Fig. 3). The thicknesses of basins are given by Choubert & Faure-Muret (1968) and Milesi et al.

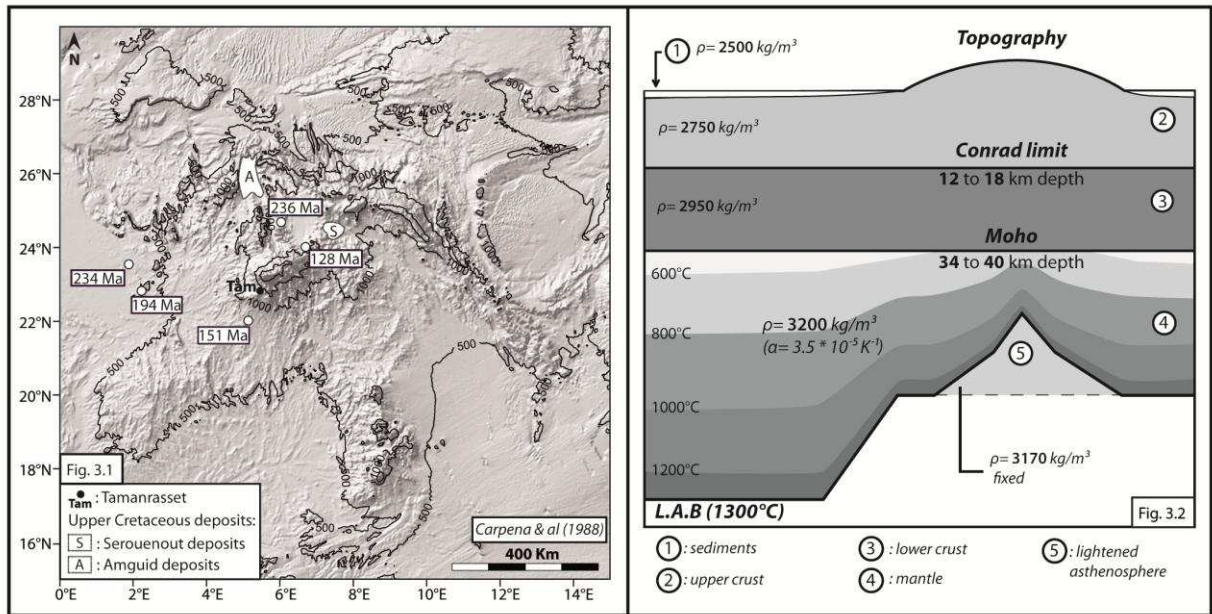


Fig. 3.1 - Shaded relief topographic map of the Hoggar (contour interval of 500 meters), with position of the Upper Cretaceous deposits and apatite fission-track data available in the literature (Carpena et al., 1988).

Fig. 3.2 - Schematic view of the entry model, with the five bodies, their associated densities and the mantle isotherms.

(2010). Under the Hoggar, the depth of the limit between upper and lower crust (Conrad limit), is varying from 12 km (Merlet, 1962), to 18 km (half-crust standard value). For the

Moho, estimates exist from 34 to 40 km depth : 40 km (Merlet, 1962); 38 ± 2 km (Sandvol et al., 1998); 43 ± 5 km (Hazler et al., 2001); 40 km (Pasyanos & Walter, 2002); 36 km (Gangopadhyay et al., 2007) and 34 km (Liu & Gao, 2010). Because of the important variability of these published constraints on crust geometry, producing only one model per profile would have been too restrictive. In order to explore the whole field of possibilities, we thus chose to model two end-member scenarios within these geophysical constraints: one with a thin crust (Conrad limit at 12 km, Moho at 34 km depth), and one with a thick crust (Conrad limit at 18 km, Moho at 40 km depth).

Concerning the lithospheric mantle modelling, there is no direct constraints on its depth or geometry. This feature is not fixed and will thus be adjusted in order to make the model fit the data. We also assumed the consequences of a thermal perturbation of the asthenosphere beneath the Hoggar, as proposed by Beccaluva et al., (2007). Indeed, whatever the geodynamical process at the origin of this feature, there is evidence of anomalously hot temperature in the asthenosphere located below the Hoggar lithosphere, causing its thermal erosion. In this perturbed asthenosphere area, anomalously high temperature, as well as partial melting (Beccaluva et al., 2007), should reduce the density of this body. We assume that the presence of such density anomaly has an influence on gravity and geoid. Concerning the topography, we expect that, as this anomaly is laterally surrounded by metacratonic thicker lithosphere of the Hoggar margins, possibilities of lateral escapement are reduced, conferring an isostatic role for this volume. In consequence, we modelled an additional body in our models, located beneath the Hoggar thinned lithosphere (Fig. 3). As the thermal and chemical features of this area are not controlled, we chose to use a fixed density (3170 kg/m³, thus 1% less dense than cold mantle).

We propose that, before the significant lithospheric thinning we evidence in this paper, the Hoggar lithosphere thickness was similar to the one under its current margins. In order to model the unperturbed lithosphere prior to the thermal event, we modified the eight current profiles. We kept the same crustal structure as in the current profiles, assuming that the crust did not suffer significant changes in structure and composition during the Cenozoic thermal event (except for the magmatic intrusion interpreted on the third profile that has been deleted). We considered a horizontal LAB, with horizontal isotherms, while the asthenosphere density anomaly was neglected. Using the same algorithm as for the present-day profiles, we then calculated the corresponding topography, called “paleosurface”. It corresponds to the altitude of the present-day Hoggar surface, before the thermal perturbation.

4. Modelling results of the current lithospheric structure

We worked on four 2-dimensionnal long-distance profiles, intersecting in the centre of the Hoggar: E-W, NW-SE, SW-NE and N-S (Fig. 1), and we modelled two end-member scenarios for each one (thick and thin crust, respectively; Fig.4 and Fig. 5).

The first profile (E-W, Figs.1, 4 and 5) starts in the West African Craton (thick lithosphere, about 240 km), then crosses the Tuareg Shield (Panafrican lithosphere, about 160 km thick), the Hoggar with the Atakor volcanic district (thinning peak, with asthenosphere density anomaly) and finishes in the Tenere trough (Panafrican lithosphere, about 160 km thick). The lithospheric thinning needed to explain the data in the thinned-crust model is almost reaching the Moho (55 km LAB depth). On the other hand, with the thick crust model, the lithospheric thinning is less pronounced, with a thinning peak reaching 100 km depth.

The second profile, NW-SE oriented (Fig.1, Fig. 4 and Fig. 5), is longer than the first one (3300 km long), starting to the NW in the Moroccan Atlas area where a similar study had already been performed earlier (Missenard et al., 2006). Under the Atlas Mountains, the model shows lithospheric thinning up to 80 km depth, similar to the one proposed by this previous study. The profile crosses the Tanezrouft area, into the West African Craton, with a thick lithosphere (220 km). It continues in the Hoggar-Atakor area, with the thinning peak, then in the Tenere trough with a 160 km thick lithosphere. Both models show the same dichotomy as in the first profile, with larger thinning in the thin crust scenario (60 km LAB depth) than in the thick crust case (110 km LAB depth).

The third profile, in SW-NE direction (Fig.1, Fig. 4 and Fig. 5), starts in the Iullemeden basin, where a 160 km thick lithosphere is modelled, typical for the Tuareg Shield. Then the profile crosses the Hoggar, where the thinning peak is modelled, with the LAB reaching 50 km depth in the thin crust case, and 120 km depth in the other model. Finally, the profile stops in the Sirt basin, where lithosphere thickness is typical of mobile shields (160 km), followed further NE by thinning when approaching the Mediterranean margin. A massive positive free air gravity anomaly at the northern margin of the Hoggar, that is not visible in the geoid field, indicates an important positive mass anomaly near the surface, that is correlated with the Adrar n' Ajjer volcanic field and is interpreted here as a magmatic intrusion. We thus introduced a dense basaltic body (2950 kg/m^3) near the surface in this area.

The last profile, in N-S direction (Fig.1, Fig. 4 and Fig. 5), starts in the basins north of the Hoggar, with a slightly thicker lithosphere (180 km) than classical 160 km thick Tuareg Shield lithosphere, then continues into the Hoggar with the thinning peak and its associated asthenosphere density anomaly. Dichotomy between the two crustal scenarios is similar to the other profiles, with 60 km LAB depth in the thin crust model and 120 km in the other. The profile continues to the south with a 160 km thick lithosphere, and is thinned again in the Aïr area, where the LAB reaches 100 km depth. The profile ends south of the Aïr, with a lithospheric thickness of 160 km.

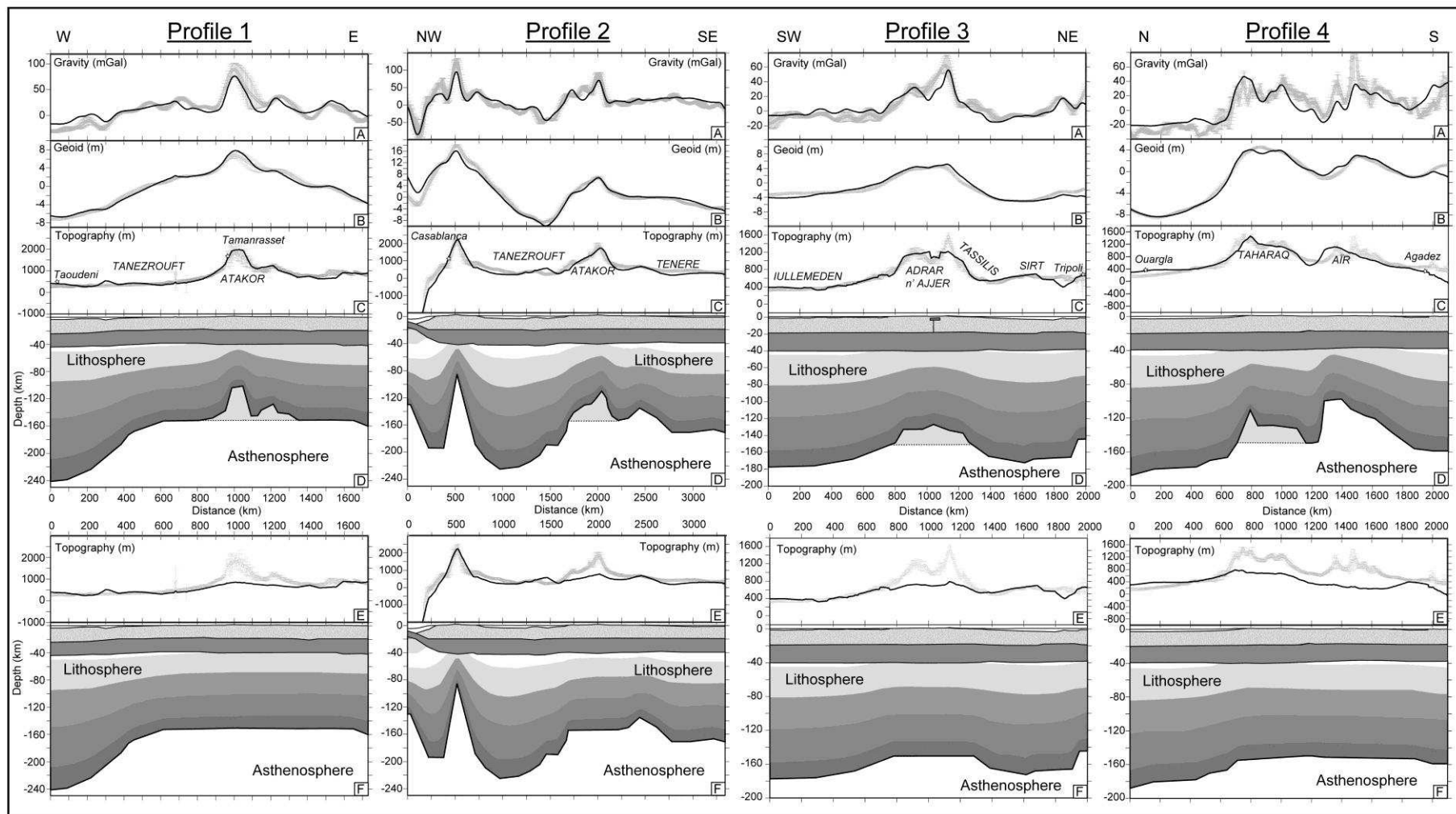


Figure 4 - Geophysical profiles of the thick crust model. The A, B, C, D boxes show the present day profiles (see Fig. 1 for location), with, from top to bottom, the free air gravity, Geoid and topography data fields (greys dots corresponding to data extracted from world wide datasets with uncertainty bars, solid lines corresponding to calculated values) and the entry model. The F and E boxes below show, respectively, lithospheric models corrected from thermal perturbations (L.A.B lowered to 160 km in the Hoggar area, and removal of the light asthenosphere body) and the calculated topography values called “paleosurfaces”.

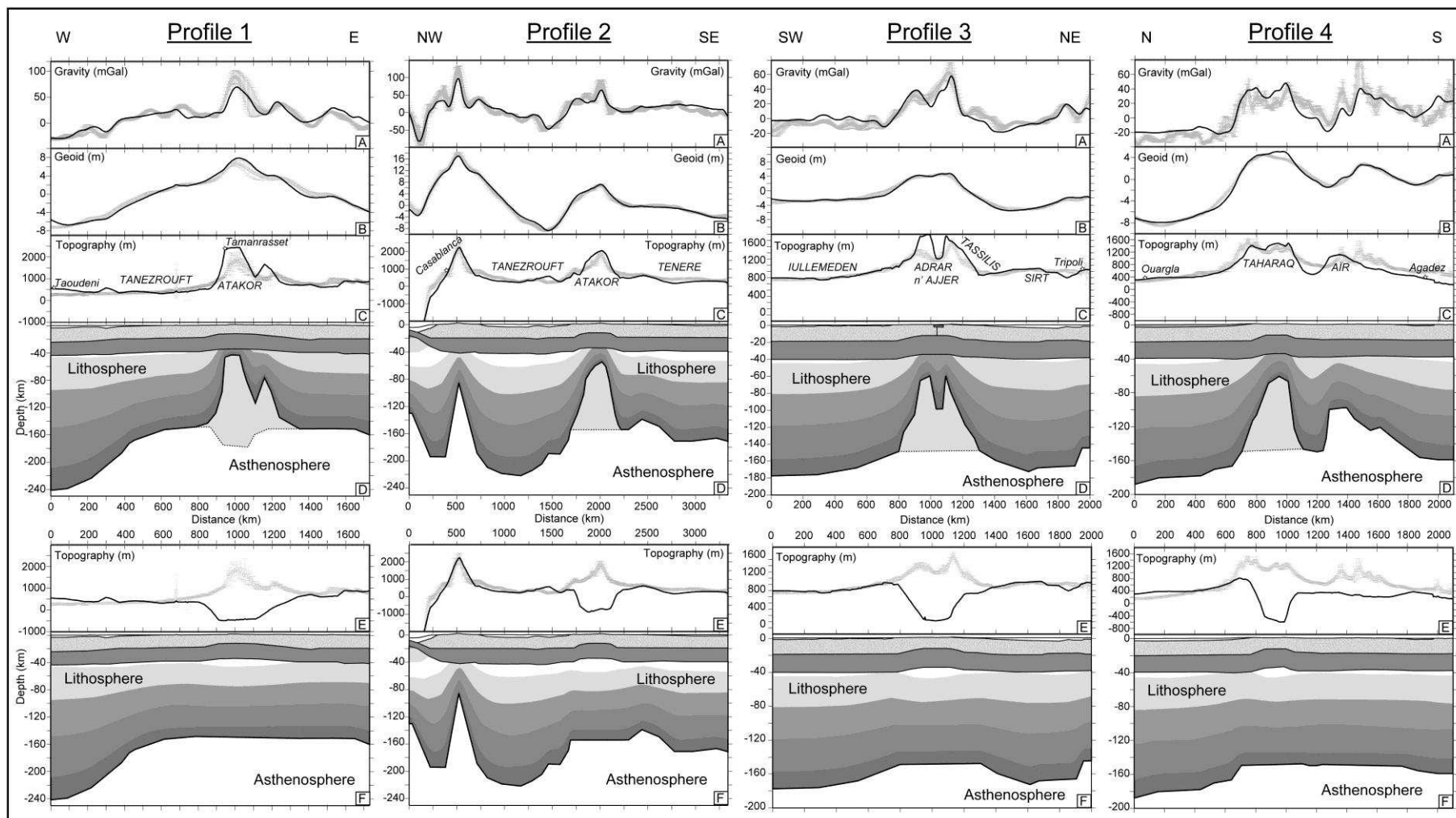


Figure 5 - The four geophysical profiles for the thin crust model, with their associated paleosurface (see caption Fig. 4 and text for discussion).

5. Estimation of the Late-Mesozoic - Cenozoic surface evolution

The current lithospheric structure is constrained by the eight models (Fig. 4 and 5), allowing us to estimate of the thermal perturbation under the Hoggar. The models are then recalculated with the LAB depth fixed near 160 km, beneath the Aïr and Hoggar, in order to flatten the 1300°C isotherm, while the asthenosphere low-density anomaly body is removed.

In the four thick-crust profiles (Fig. 4), the paleosurface shows, at first order, a slightly positive topography in the Hoggar area, in comparison with its margins. On the other hand, in the thin-crust profiles (Fig. 5), the results show negative paleosurface values, that can be averaged to -400 meters depth. In both crustal scenarios, we removed thermal thinning under the Aïr with the same methodology, and as the crustal geometry is the same for both scenarios, the paleosurface results are equivalent with roughly nil topography.

6. Discussion

6.1 Paleosurface age and reliability

As explained above, we computed paleosurface profiles of the Hoggar area, based on current lithosphere modelling, which were modified in order to obtain pre-thermal event lithosphere. As we have no direct constraints on previous crustal structure in the Hoggar area, we chose to use the same crustal structure as in the current profiles. We thus assume that the crust did not suffer significant changes in structure and composition during the thermal event. We will now focus on the reliability of this method, by discussing first the age of the modelled previous stage, then by discussing the choice to maintain the current crustal structure for previous models.

6.1.1 Age of the paleosurfaces

The Meso-Cenozoic evolution of the Hoggar lithosphere is not well documented. Few events are described, essentially recorded in the sedimentary cover on the edge of the bulge. As detailed in the geological settings section, continental rifting in the Tenere (Fig. 2) is mentioned in the literature, from Berriasian to Early Aptian, associated with reactivation of inherited fault systems in the northern margin of the Hoggar. Our model of the unperturbed paleolithosphere can thus not be representative of this period, where active tectonics and rifting could have produced isostatic modifications in the lithosphere, in particular in the mantle where thinning could have occurred.

The last traces of readjustment are described in the Cenomanian Serouenout grainstones but they do not translate significant tectonics (Aït Hamou, 2000). No other traces of activity are described in the northern portions of the Tenere since its Lower Cretaceous subsidence. We thus consider that the Upper Cretaceous epoch is the beginning of an unperturbed phase, where no significant tectonic or magmatic activities are described.

The Late Eocene outpouring of tholeiitic basalts over the Hoggar, in the central Taharaq district (Aït Hamou, 2000) marks the end of this inactive phase. We assume that this event is related and thus contemporaneous to the establishment of the current lithospheric thermal

thinning that we model with the present profiles (Fig. 4 and Fig. 5). However, according to (Beccaluva et al., 2007), the major part of the thinning would be linked to an asthenosphere upwelling estimated of Neogene age, allowing alkaline magmatism, late and isotopically different from the first Late Eocene basaltic events. Nevertheless, as the Late Eocene basalts must have been generated by some increase of temperature in the lithosphere, it is thus likely that the lithospheric thinning begun at that time, although it was not probably yet totally developed until Neogene asthenosphere upwelling.

In summary, we assume that in the area of the swell, the lithosphere had a thermally unperturbed ~160 km thickness and negligible tectonic activity from the Upper Cretaceous and until the appearance of Late Eocene basalts highlighting the beginning of the current thermal thinning. We thus propose that the paleolithosphere models, with the associated paleosurface calculations, must be interpreted as representative for the Upper Cretaceous to Eocene period.

6.1.2 Crustal evolution

In order to make sure that current crustal geometry is able to model the Hoggar paleolithosphere, it is necessary to verify that late modifications of the Upper Cretaceous - Eocene crustal buoyancy have not been induced by magmatism or tectonics.

Magmatic activity is recorded, since the Late Eocene Taharaq district basalts, until recent times. According to (White et al., 2006), a reliable intrusive: extrusive magmatic ratio could be 5:1. With an estimated volume of Cenozoic volcanism near 2000 km³ (Liégeois et al., 2005), and such ratio of 5:1, we can estimate, at the first order, the volume of Cenozoic magmatism up to 10,000 km³, a value probably minimized, as the I:E ratio does not takes in account the underplating effect (White et al., 2006). Distributed uniformly over the principle 160,000 km² uplifted area, this magmatic volume is equivalent to a 60 m thick layer, which has clearly a negligible effect on isostasy in our models. Thus, even if these calculations are very simplified, they show at first order that the Cenozoic magmatism does not introduce enough material to really modify the buoyancy of the crust, at a lithospheric scale.

Concerning the tectonics, if Alpine compressive stresses could generate reactivation of the lithosphere-scale Panafrican shear zones, as proposed by (Liégeois et al., 2005), no crustal thickening (or thinning) susceptible of isostatic modification at our modelling scale is expected during the Cenozoic.

It is thus likely that, at the swell scale, the Hoggar crust did not experienced significant buoyancy modifications since the Late Aptian perturbations, until present times. The crustal structure and composition that we model in the current profiles is thus adequate to model the lithosphere between Upper Cretaceous and current times.

6.2 Thick or thin crust scenarios? Confrontation and implications

6.2.1 Confrontation

As previously stated, because of the variations of the available data on the Hoggar crustal geometry, using a unique crustal structure for each profile would have been too restrictive, as

thick and thin crust are equally probable. In consequence, we chose to model two end-member structures corresponding to these geophysical constraints: a thin crust (34 km Moho depth) and a thick one (40 km Moho depth). The true lithospheric structure may be an intermediate between these two end-members.

Although we consider each model stays entirely applicable, differences exist in the fit quality between the two scenarios. Concerning the geoid field, it is generally best fitted in the thin crust profiles (Fig. 5) than in the thick one (Fig. 4), while the free air gravity shows a same level of adjustment in both scenarios. The topography field is, however, well fitted in the thick crust profiles, as it is systematically overestimated in the thin crust profiles.

In order to go further than a simple fit comparison between the two scenarios, and to try to define a preference between the two scenarios, the results must be compared to insights from other studies. After Azzouni-Sekkal et al., (2007), “the depth of melt segregation of the most primitive melt magmas in the Hoggar varies from ~110 km in Tahalra to ~60-40 km in Atakor, with intermediate values of ~75-40 km (Taharaq), ~80 km (Tazrouq), and ~100 km (Serouenout)”. The temperature associated with these depths being close to the 1300°C isotherms (Azzouni-Sekkal et al., 2007), these depths can thus be compared, at first order, to our LAB geometry results. The Atakor, in our models or in the Azzouni-Sekkal et al. (2007) results, is the thinning peak of the Hoggar lithosphere. The ~60-40 km value is clearly more consistent with the thin crust profiles reaching 60 km in this area, while the thick crust geometry allows a 120 km depth LAB. This conclusion can be generally extended to the other segregation depth results, which are all nearer to the thin-crust lithospheric geometry than the thick one, which required a too deep 1300°C isotherm.

Ayadi et al. (2000), with a seismic array profile crossing the core of the Hoggar, show the presence of a low P-wave velocity structure beneath the Hoggar, extending from the surface to 300 km depth and correlated with recent volcanic districts near Tamanrasset (Fig. 2). A recent study (Abdelsalam, Gao, & J.-P. Liégeois, 2011), based on S-wave velocity analyses over Africa, images a negative S-wave velocity anomaly, centered on the Hoggar, clearly visible on the three depths (0-100 km, 100-175 km and 175-250 km). These two studies thus converge to the presence of a thermal anomaly under the Hoggar extending through the whole upper mantle. Such feature is more consistent with the thin-crust models, in the sense that the thick crust lithosphere is not expected to produce as much shallow low-velocity anomalies as the thin crust models.

Finally, in the thick crust models (Fig. 4), the lithosphere thinning needed to fit the data is not as important as in the thin-crust profiles, reaching an average LAB depth of 120 km beneath the Atakor district. The paleosurface results do therefore not show negative values, but positive ones (Fig. 4) which converge to an average value of 650 ± 200 meters (2σ) for the Hoggar area.

As detailed in the geological setting, Serouenout deposits testify of subsidence and the Hoggar margins were in a marine paleoenvironment (Amguid deposits). Even with respect to the high Upper Cretaceous eustatic level (roughly +150m, (Haq, Hardenbol, & Vail, 1988)),

the 650 ± 200 meters (2σ) value estimated from the paleosurfaces of the thick crust scenario is not compatible with the sedimentary testimony.

In the light of these first order comparisons, the thin crust scenario can thus be favored. We will now discuss the paleotopography results obtained with this thin crust model.

6.2.2 Implications: the Hoggar Mesozoic Basin.

As the paleosurfaces are calculated by removing the effect of lithospheric thinning on the topography, they are expected to show lower topography in the areas with currently thinnest lithosphere. Indeed, Fig. 5 shows negative paleosurface topography, which can be averaged to -400 m in the Hoggar area. The resulting topography corresponds to the one of a large shallow basin (radius ~400 km, depth ~ 400 m).

As discussed above, we propose that the Hoggar lithosphere readjusted to recover its classical 160 km thickness during Albian times. Such rebalancing of the lithosphere could have involved a gradual thermal subsidence stage, allowing first deposition of the unconformable Cenomanian Serouenout and Amguid series. While subsidence continues, the lithosphere reached its unperturbed 160 km thickness, which, according to our paleosurface calculations (Fig. 5), implied that the Cenomanian surface formed a large basin topography. As we consider unlikely that such basin remained empty until its Late Eocene doming, we propose that this free space has been filled, either by water and/or sediments. Any material would necessarily have been deposited over the Serouenout and Amguid series, and has to be eroded before the Late Eocene flood basalts appearance that came directly over either the remnants of the Cenomanian deposits or the basement.

However, a filling of this Hoggar basin by additional material implies that the calculated paleosurfaces suffered additional subsidence, necessarily associated with isostatic re-equilibration. In order to take into account this effect, we simulated different basin filling situations, and recalculate the locally isostatically reequilibrated paleosurface. Fig. 6 presents these results and shows that, according to the water level h_1 in the Hoggar basin, and the altitude of the top of the sedimentary filling h_2 (Fig. 6.1), the paleosurface can be reequilibrated from -400 m to -2600 m (averaged on the four profiles, Fig. 6.2). Nevertheless, the h_1 (water level) and h_2 (top of the sedimentary infill) parameters can be discussed. Indeed, it appears realistic that h_1 could not have been significantly lower than Upper Cretaceous to Eocene eustatic values (roughly +150 m integrated in this period, (Haq et al., 1988)), while it is also expected to have been lower than the Hoggar basin margins, averaged to 350 m in the paleosurface results. Focus must thus be done on the interval between the 150 and 350 meters h_1 curves. In this domain, it seems unlikely that the basin remained free of sediments: a h_2 value between -650 and 350 meters is thus expected. We thus infer that the reequilibrated paleosurface reached an averaged depth between -750 m and -2600 m. In terms of sedimentary cover thickness, this interval can be converted to 100 to 2950 m thick.

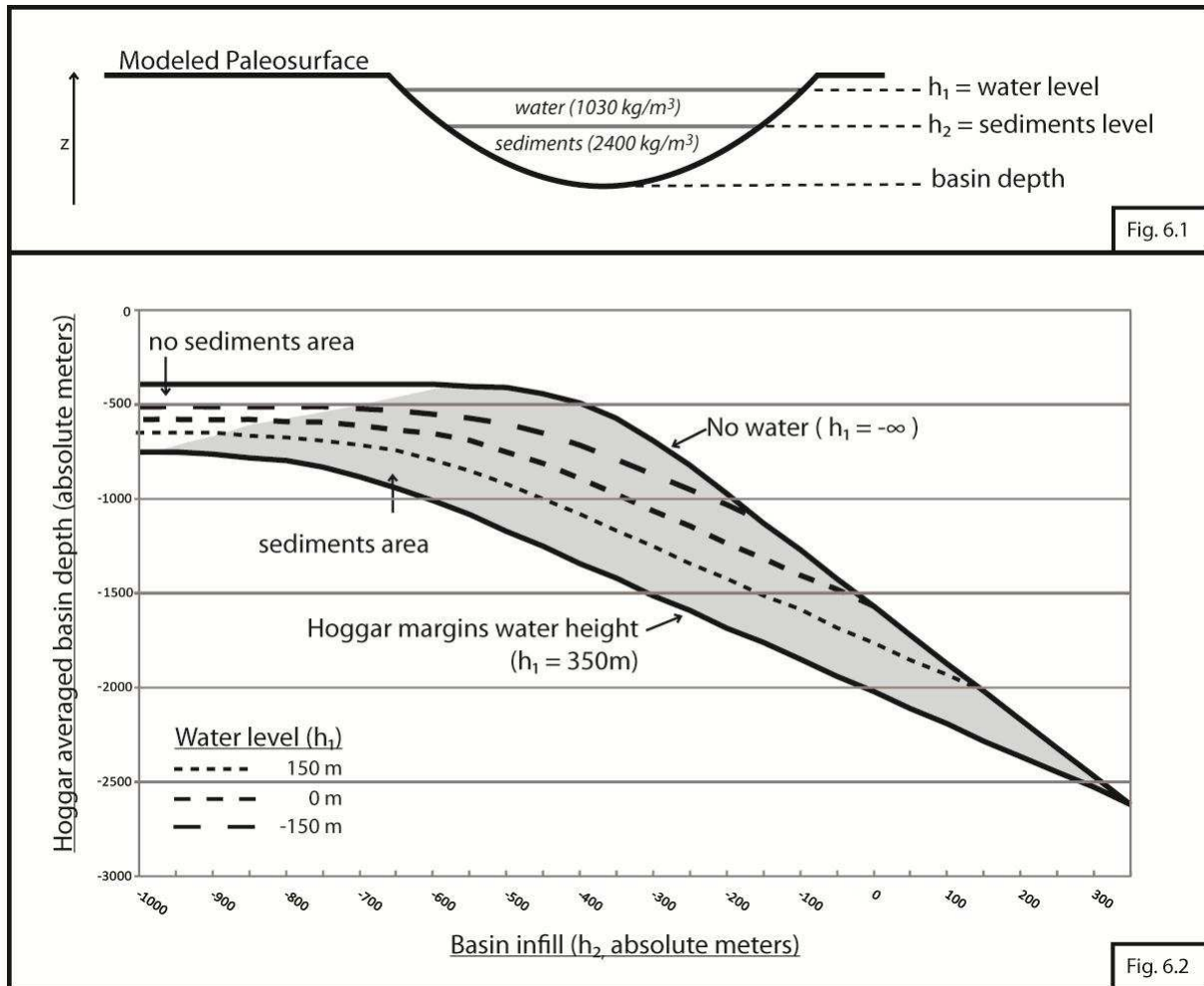


Fig. 6.1, Schematic diagram representing the subsidence of the modeled thin crust paleosurface, with its averaged altitude of -400 m in the Hoggar area, due to filling with sediments up to the h_2 elevation, and water between the h_2 and h_1 . h_2 , h_1 and basin depths values are values above present day mean sea level.

Fig. 6.2, Diagram showing the recalculated depth (local isostasy readjustment) of the Hoggar paleo-basin as a function of the sedimentary load represented by h_2 and various values of water level (h_1). The range of possibilities is included between the $h_1=h_2$ curve, representing a water free scenario, and the $h_1=350\text{m}$ curve, representing a water level at the same altitude than the paleo-basin margins, realistically a maximum value. Basin depth values are averaged on the four profiles. See text for discussion.

As the Late-Eocene basalts outcrop mostly on the Hoggar substratum, it is necessary to introduce an erosion phase, which would have reduced the Upper Cretaceous to Eocene sedimentary cover to the currently observed Serouenout and Amguid remnants. In the Hoggar, apatite fission-track data show Mesozoic ages (Fig. 3.1) (Carpena et al., 1988; Khaldi et al., 2006). It implies that the fission track thermochronometer did not reset during this ante-Eocene erosion phase, which would have corresponded, depending of the unconstrained thermal gradient, to an exhumation of 2-3 km. This is thus consistent with the lower part of the 100 to 2950 m cover thickness which is derived from paleosurface results. Indeed, if we consider the higher part of this interval (2000-2950 m thick), is it probable that the erosion needed to clear the whole cover would have reset the apatite fission-track thermochronometer.

Concerning the geodynamical aspects of this erosion phase, we infer that such erosion would be linked to the beginning of the lithospheric thinning beneath the Hoggar, which is the main topographic factor as tectonic activities are not expected to play a role in this period. Nevertheless, this scenario implies that the Late Eocene basalts would have been latish compared to the lithospheric thinning and associated erosion phase, in order to allow cover removal before this magmatic activity.

6.2.3 Thick versus Thin : conclusion

By using two end-members crustal models, we explored the whole range of possibilities given by the literature data. Our results describe a current lithospheric structure extending from a near-delaminated state (thin crust), to a weakly thinned state (thick crust). We show that the thick crust scenario is unrealistic: geophysical and petrological data are not consistent with weak thick crust thinning, the Upper Cretaceous – Lower Eocene paleotopography we reconstructed is not compatible neither with the partial rejuvenation of the apatite fission-track thermochronometer, nor with the Serouenout and Amguid series deposition. We thus favoured the thin crust models and associated basin paleotopography reconstructions. It must be noted that the lithospheric thinning we modelled in that case may be slightly overestimated, as lithosphere reaches a near delaminated state, whereas heat flow data at the surface do not show any thermal anomaly (Lesquer et al., 1989).

7. Conclusion

Africa, in its northern part, shows several topographic swells, mostly associated with Cenozoic intraplate volcanism, such as Hoggar, Tibesti, Aouenat or Darfour (Fig. 1). Geodynamical settings at the origin of such perturbations are not yet well understood: once interpreted as hot spots, the effect of other processes as well as dynamic topography or edge driven convection are still debated. An improved knowledge about the topographic evolution of these substratum domes during Meso-Cenozoic times would give essential constrains on the geodynamics at the origin of these perturbations.

In the Hoggar swell, where, as well as most of the others North African swells, panafrican substratum outcrops widely. Except Late Eocene to current volcanic structures, there are very low volumes of Meso-Cenozoic materials. In order to get around this lack of sedimentary recording, and going further in the reconstruction of the Hoggar Meso-Cenozoic history, we used geophysical modelling to deduce Hoggar paleosurfaces evolution.

We first modelled the current thermal and density structure of the Hoggar lithosphere, using the Zeyen & Fernández (1994) algorithm, to fit the isostatic topography, geoid and free air gravity fields. However, as the current constraints on the Hoggar crust geometry are not enough precise, we chose to model two end-members scenarios. The “thin crust” one shows a thinned crust in the Hoggar (in comparison with its margins), whereas the topographic swell is mostly justified by an important thinning of the lithosphere. On the other hand, the “thick crust” scenario uses a 40 km crust thickness, while the impact of the mantellic thermal perturbation on topography is weak. The comparison with the literature data shows that the thin crust scenario must be favoured, as it describes a thinned lithosphere thickness in

accordance with petrology (Azzouni-Sekkal et al., 2007) and geophysical studies (Ayadi et al., 2000).

We considered that by removing the thermal perturbation on the current profiles, we model a paleolithosphere corresponding to the Upper Cretaceous to Eocene period. The calculations showed that the paleosurface isostatic elevation values correspond, respectively for the thin and thick crust scenarios, to +600 m and -400 m. In order to explore the filling possibilities of the thin crust negative paleosurface, we performed simulations of local isostatic readjustment in response to various loads of water and sediments. We show that the -400 m paleosurface may realistically have subsided between -750 to -2600 meters below present day sea level. Except the Serouenout and Amguid Cenomanian remnants, there are no longer traces of this sedimentary load.

In consequence, these negative paleosurface results require introducing a “subsidence-erosion” stage in the Upper Cretaceous to Eocene period, which may have led to the deposition and subsequent erosion of up to 3000 m thickness of sediments.

To conclude, we thus propose that during the Meso-Cenozoic times the Hoggar lithosphere underwent two thermally perturbed stages (Lower Cretaceous rifting; current doming), separated by a cooling period during Upper Cretaceous to Lower Eocene. During this last period of cooling, our calculations show that the Hoggar suffered significant thermal subsidence to allow the deposition of a sedimentary stack.

5. Complément de discussion

Un certain nombre d'éléments n'ont pas été intégrés dans la publication précédemment présentée. On présente ici des données supplémentaires accompagné d'un approfondissement de certaines discussions.

5.1 Inversions 1D

Afin de disposer, préalablement aux travaux de modélisation 2D, d'informations sur la morphologie de la lithosphère saharienne, nous avons réalisé des inversions 1D (Figure II.11). Comme expliqué dans le paragraphe 3, ces modèles relèvent plus du qualitatif que du quantitatif. Ils sont donc utilisés pour contraindre la forme des structures plus que pour avoir des informations fiables sur les profondeurs absolues de Moho ou de LAB.

En ce qui concerne la carte de profondeur de Moho, une corrélation entre les zones profondes et les hauts topographiques du Sahara est constatée (on discerne bien le bombement de l'Atakor orienté N45°, les cuestas de tassilis dans la région de Djanet, l'Aïr orienté N-S ou encore le Tibesti). Il semblerait donc que le modèle compense de fortes valeurs de topographie par un épaississement crustal.

La Carte de profondeur de LAB montre certaines similarités avec la carte du Moho. Un important axe d'épaississement lithosphérique (et crustal dans une moindre mesure) orienté N45°, traversant le WAC et se terminant dans les Bassins Sahariens où les valeurs sont maximales, peut être observé. Dans les deux cartes, on peut aussi constater que l'Aïr est une zone d'épaississement, tandis que les Iforas et la région du Ténéré sont plutôt des zones amincies. En revanche, certaines régions montrent des comportements inverses : alors que le Hoggar montre un Moho plutôt profond, sa LAB est relativement haute. Le Tibesti montre les mêmes caractéristiques.

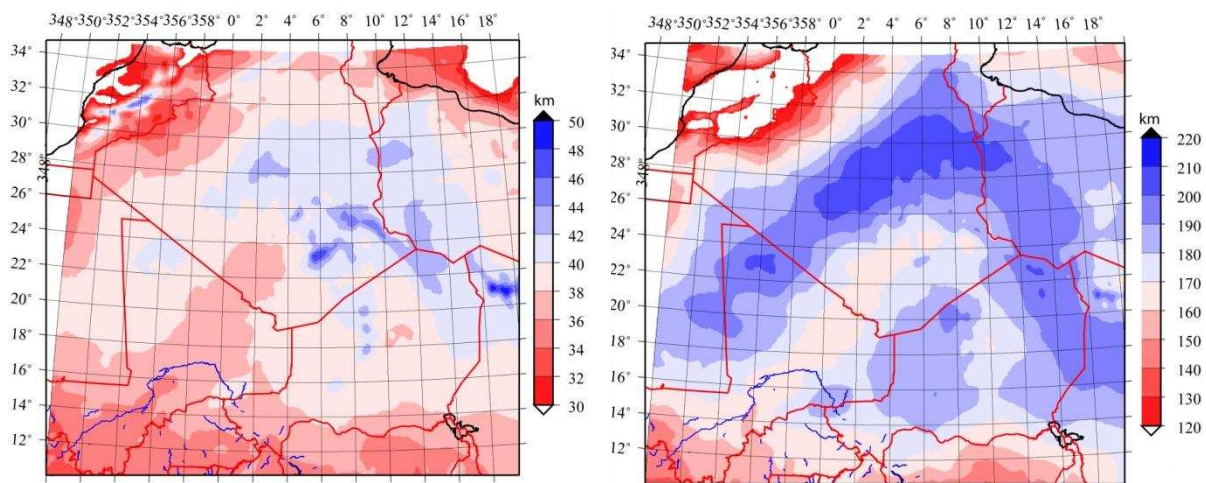


Figure II.8 – Inversions 1D de profondeur de Moho (gauche) et de LAB (droite) pour la région saharienne.

L'important épaississement lithosphérique modélisé dans les Bassins Sahariens est plutôt surprenant. D'une part car on s'attendrait à ce que la suture entre le WAC et la plateforme saharienne soit marquée, avec à l'Ouest des terrains cratoniques plus épais, et à l'Est une lithosphère d'épaisseur plus mesurée. D'autre part car les Bassins Sahariens sont (et ont été durant une majeure partie de leur histoire phanérozoïque) caractérisés par de flux de chaleur

élevés (ils pourraient actuellement atteindre 80 mW/m^2 au Nord du Hoggar, d'après Makhous & Galushkin, 2003), ce qui traduit généralement un réchauffement de la lithosphère et donc son amincissement.

Il aurait été envisageable de mettre en doute la pertinence des inversions 1D, si toutefois cet épaississement des Bassins Sahariens n'avait pas été également mise en évidence par d'autres méthodes : dans les profils 2D présentés précédemment, les deux profils n°4 (thin crust et thick crust) montrent une lithosphère plutôt épaisse ($\sim 180 \text{ km}$) ; d'autres études basées sur la sismique (Figures II.9, II.10 et II.11) semblent également montrer que la lithosphère des Bassins Sahariens est plutôt froide dans la tranche 100-200 km de profondeur (vitesses sismiques rapides).

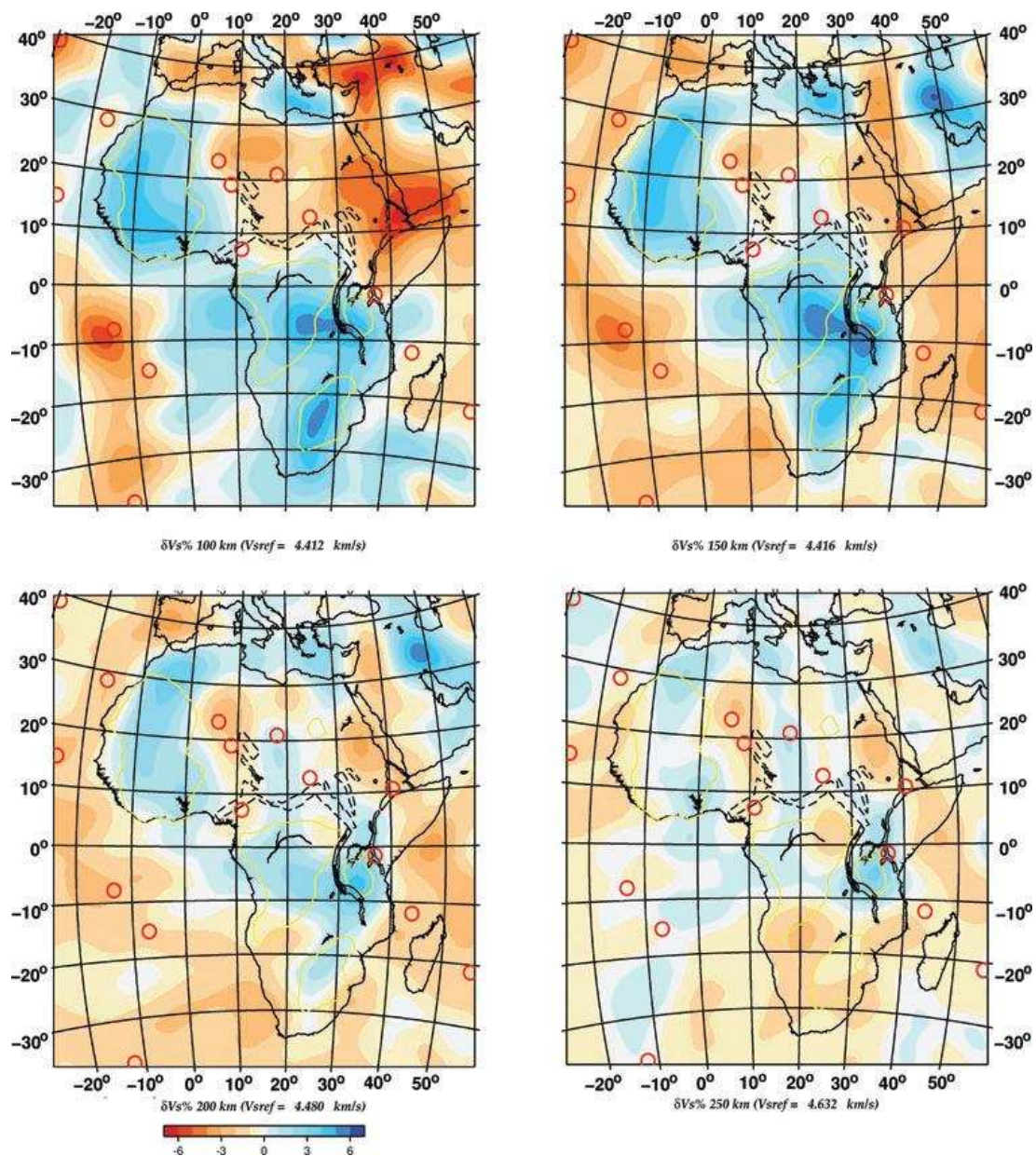


Figure II.9 - Carte de variations de vitesses sismiques sous l'Afrique (normalisées au modèle PREM), d'après Priestley et al., 2008. Les cercles rouges représentent les panaches mantelliques supposés.

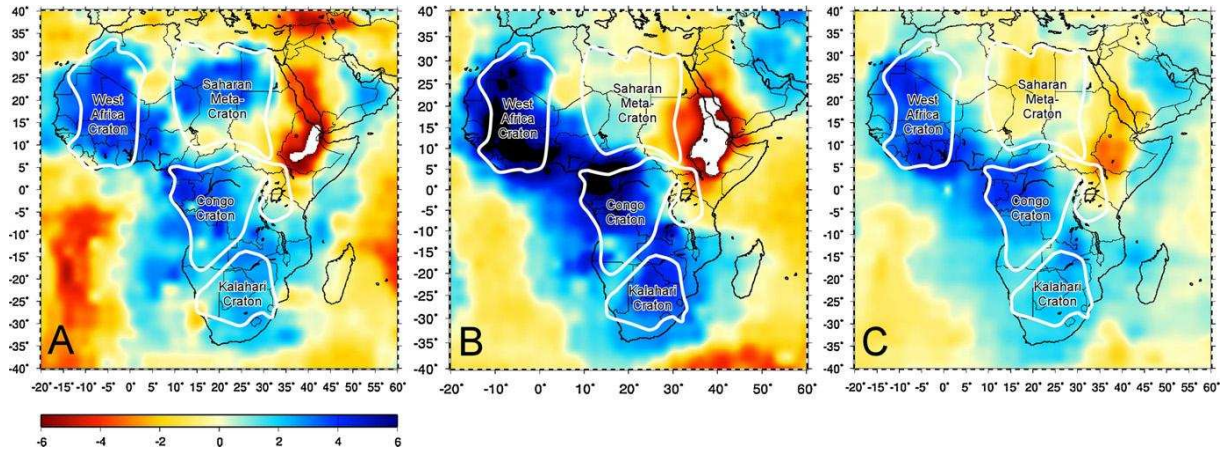


Figure II.10 - Vitesses sismiques sous l'Afrique pour les tranches 0-100 km (A), 100-175 km (B) et 175-250 km (C), normalisées au modèle PREM. Figure issue de Abdelsalam et al., 2011, d'après le modèle de Grand (2002).

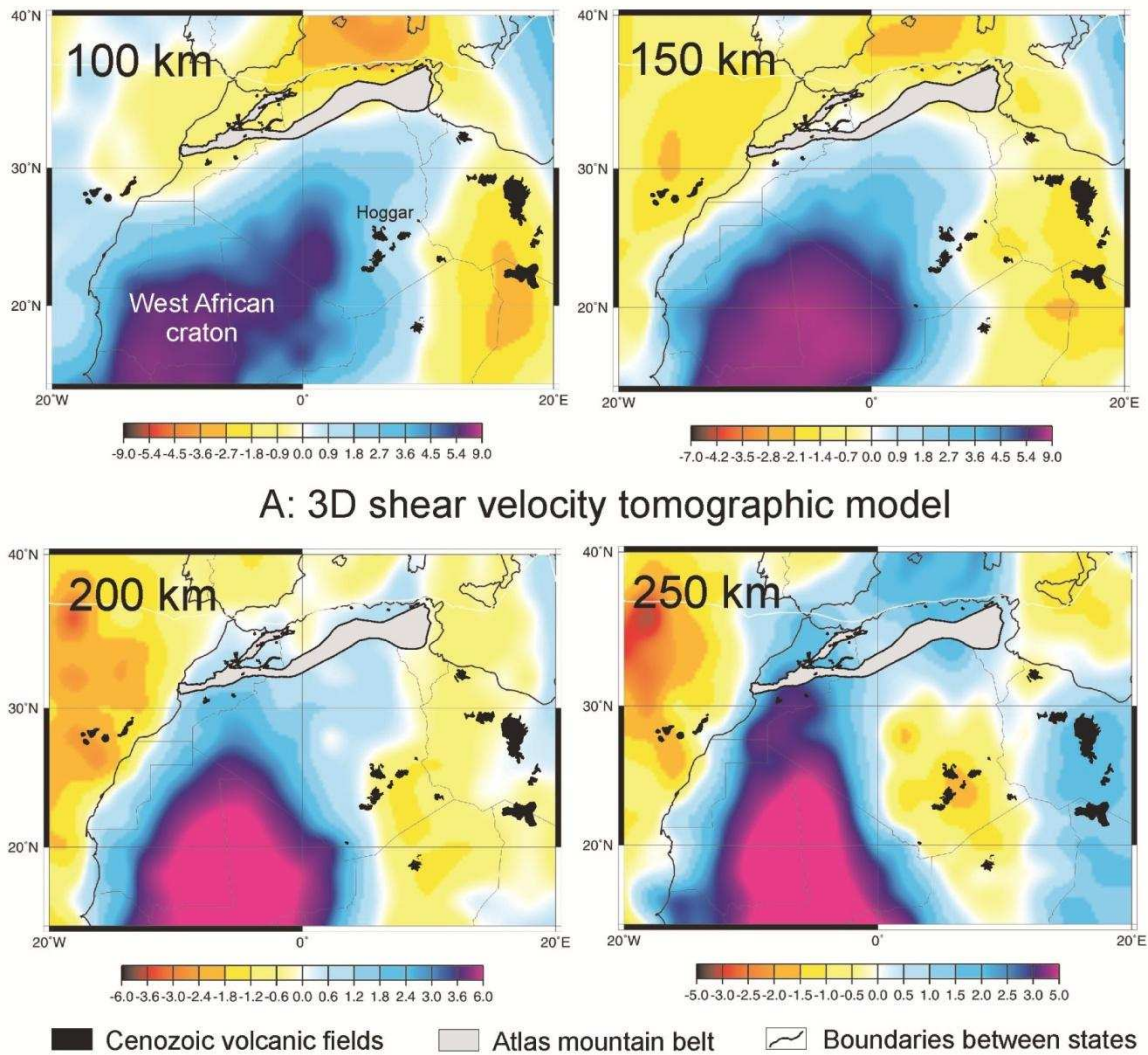


Figure II.11 - Vitesse des ondes sismiques normalisées au modèle PREM, issues du modèle de N. Shapiro (Ritzwoller et al., 2002; Shapiro & Ritzwoller, 2002), d'après Liégeois et al., 2005.

Il semblerait donc qu'il y ait une certaine inadéquation entre les données géologiques (suture avec le WAC à l'Ouest, donc a priori les bassins ne devraient pas montrer de caractères cratoniques ; thermicité importante) et les données de géophysique (lithosphère froide et épaisse qui semble être une prolongation du WAC). En l'attente d'imageries plus précises de cette zone, cette problématique demeure ouverte.

5.2 Comparaison avec d'autres profils lithosphériques

Deux profils lithosphériques utilisant la méthode 2D ont été réalisés en Afrique du Nord dans le cadre d'un stage de Master 2 au laboratoire IDES en 2011 (Mechouki, 2011). L'un débute dans le Bouclier Touareg, recoupe les bassins de Murzuq et Syrte, et termine dans la Cyrénaïque. L'autre profil débute dans le Darfour, traverse le bombement d'Aouenat et termine en Egypte. Les tracés exacts sont reportés dans la Figure II.12, et les profils sont visibles en Figure II.13.

Contrairement à notre approche, qui consistait à modéliser deux scénarios aux limites des contraintes de structure lithosphérique (thin crust et thick crust), dans ce travail c'est la meilleure adaptation aux données satellitaires qui a été visée (best fit).

En ce qui concerne le Bouclier Touareg, le Moho est modélisé entre 36 et 38 km de profondeur, tandis que la limite de Conrad est à 20 km. La lithosphère est amincie avec la LAB qui remonte à ~100 km de profondeur. On peut remarquer que les valeurs de géométrie crustale, qui sont intermédiaires entre nos scénarios thick crust et thin crust, sont accompagnées d'une épaisseur de lithosphère là aussi intermédiaire entre nos deux scénarios (~60 et ~120 km, respectivement).

Le profil I, après avoir traversé le bassin de Murzuq, recoupe l'arche de Qarqaf. Cette région est restée un point haut du substratum au cours de son histoire géologique, les séries sédimentaires y étant souvent amincies. Il est intéressant de noter que si le profil I montre une remontée de la LAB après Murzuq, cette remontée n'est pas abrupte et il n'y a pas d'amincissement particulier soutenant l'arche de Qarqaf. Il semblerait donc que l'origine de cette structure ne soit pas mantellique mais plutôt crustale. On peut toutefois objecter que l'arche de Qarqaf n'étant pas actuellement un haut topographique, il reste possible qu'elle ait eu, tout au long d'une majeure partie du Phanérozoïque, une origine thermique aujourd'hui disparue.

Le profil II traverse deux importants dômes topographiques Nord-Africains, comparables au Bouclier Touareg ou au Tibesti : le dôme du Darfour, et celui d'Aouenat, séparés par le bassin de Kufrah. Les champs de données satellitaires (topographie, géoïde, gravité à l'air libre) montrent les mêmes caractéristiques (anomalies positives) dans le Bouclier Touareg comme dans les dômes du Darfour et celui d'Aouenat. Et on remarque que les manteaux lithosphériques sont également tous amincis, à des degrés différents toutefois.

Il semblerait donc que les dômes topographiques d'Afrique du Nord, en plus de partager des similitudes géologiques (affleurement du socle, volcanisme cénozoïque), partagent également

des similitudes lithosphériques. C'est à coup sûr une caractéristique à ne pas négliger pour toute tentative d'explication des mécanismes profonds à l'origine des dômes Nord-Africains.

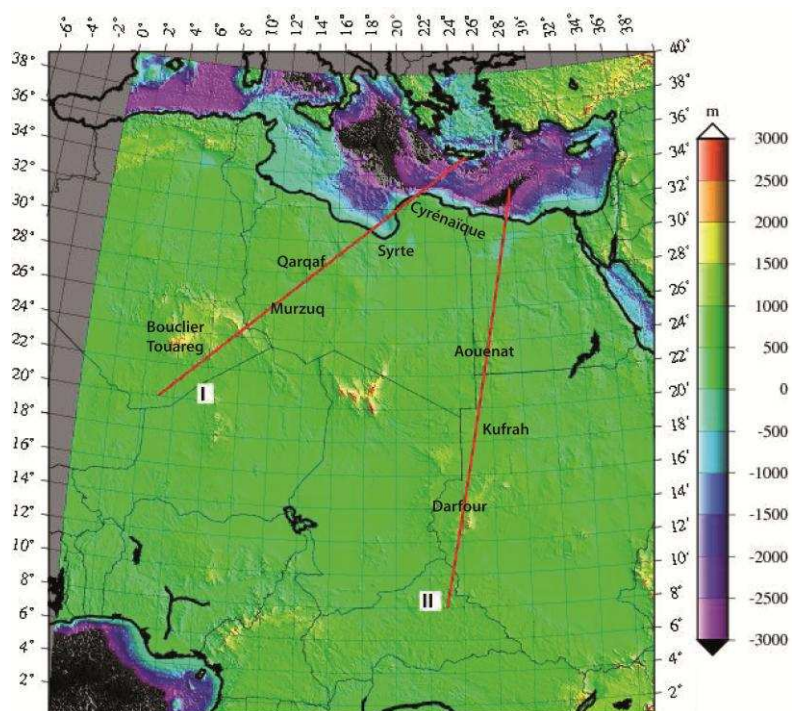


Figure II.12 - Carte de positionnement des profils lithosphériques I et II de Mechouki et al. (2011)

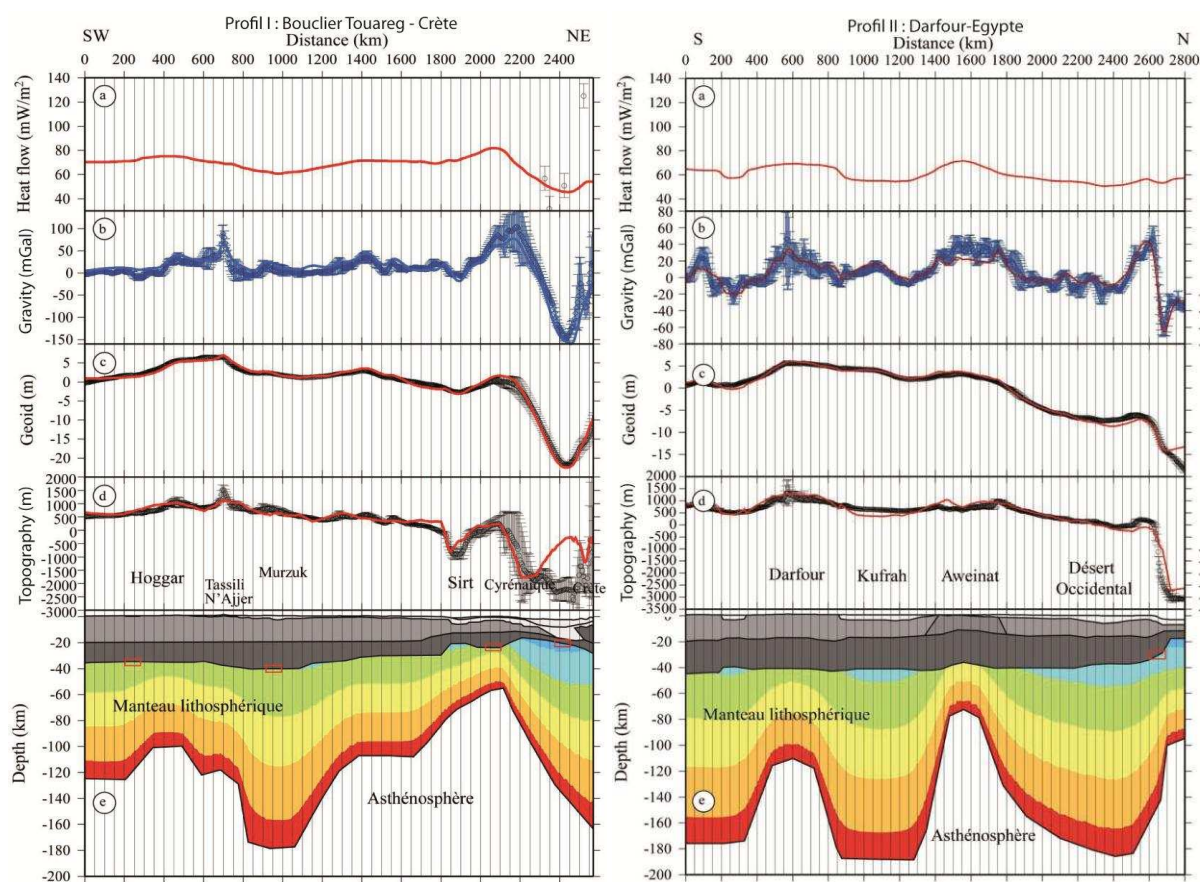


Figure II.13 - Profils lithosphériques I et II de Mechouki et al. (2011). Même légende que Figure II.6

Chapitre III

Thermochronologie basse température, 1^{ère} partie : système « (U-Th)/He » sur apatite

1. Introduction

La surface actuelle du Bouclier Touareg a une histoire phanérozoïque complexe. Les directions de paléo-courants mesurées dans les séries paléozoïques autour du Hoggar, montrent que le socle qui affleure actuellement était très probablement recouvert par ces séries, qui ont pu atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur. La présence de sédiments mésozoïques reposant directement sur le socle indique qu'il y a eu, avant leur dépôt compris entre le Crétacé Inférieur et le Cénomanien, une phase d'érosion de la couverture paléozoïque permettant l'exhumation du socle. La nature de sédiments mésozoïques traduit, lors de leur dépôt, une avancée de la mer jusque dans les parties Nord du socle du Hoggar, et la présence de systèmes fluvio-lacustres au centre du bombement actuel. Le Bouclier Touareg aurait donc eu une topographie légèrement positive durant le Crétacé. Enfin, la présence sur le bombement de systèmes volcaniques, tardi-Eocènes pour les plus vieux, montre que la région n'a pas subi une importante érosion depuis cette période, alors que le socle du Hoggar culmine aujourd'hui à plus de 2400 m d'altitude.

Le Bouclier Touareg a ainsi été le siège de plusieurs épisodes de mouvements verticaux depuis la construction de la zone saharienne au panafricain. Ces déformations de la surface, qui sont les reflets directs de l'activité à la fois tectonique et thermique du Sahara, sont une des clés permettant de d'améliorer la compréhension des phénomènes géodynamiques Sahariens, Africains et mêmes globaux. Mais la datation de ces mouvements, ainsi que leur quantification, restent difficiles si l'on ne s'en tient qu'aux arguments de géologie de terrain. Des méthodes alternatives à la géologie de terrain sont donc employées par la communauté pour tenter de mieux les contraindre, et c'est dans ce cadre que s'inscrit notre travail. Nous avons cherché à reconstruire l'histoire thermique de la surface du Bouclier Touareg, en combinant deux méthodes de thermochronologie basse température : la datation par système (U-Th)/He sur apatite, qui fait l'objet de ce chapitre ; et la datation par traces de fissions sur apatite, présentée dans le chapitre suivant.

Envisagée au début du XX^{ème} siècle (Rutherford, 1905, 1906 ; Strutt, 1908), la méthode U/He a été testée sur différentes phases minérales mais les âges étaient peu reproductibles. Dans les années 80, l'(U-Th)/He sur apatite (ou AHe) a été proposé en tant que thermochronomètre de plus basse température que le système traces de fission sur le même minéral (Zeitler et al., 1987). A la suite d'autres travaux expérimentaux (Lippolt et al., 1994 ; Wolf et al., 1996, Farley et al., 1996 ; Warnock et al., 1997, Wolf et al., 1998), les premières applications concrètes de cette méthode ont débuté (House et al., 1998 ; Reiners et al., 2000 ; Stockli et al., 2000). Toutefois, les développements analytiques ont persisté, et des études récentes continuent encore d'améliorer la compréhension de ce système thermochronométrique (Ault & Flowers, 2012 ; Gautheron et al., 2012). La méthode AHe est aujourd'hui largement employée dans tous types de contextes géodynamiques (chaines actives, domaines stables...) afin de reconstruire les histoires thermiques (< 100°C) des roches et reconstituer les mouvements verticaux qu'elles ont subis.

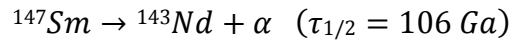
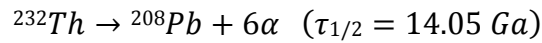
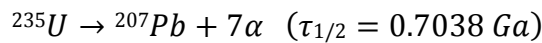
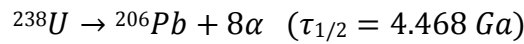
Dans le cadre de ce travail de thèse, à défaut d'avoir pu nous rendre sur le terrain pour échantillonner, une gamme d'échantillons prélevés sur le Bouclier Touareg (majoritairement

du socle) nous a été prêtée afin que nous puissions en séparer les apatites, quand c'était possible (voir Annexes pour processus de séparation). Les datations (U-Th)/He ont été réalisées au sein du laboratoire IDES, et les résultats ont fait l'objet d'une publication, soumise le 10 Juin 2012 à *Geology*, et toujours under review lors de l'écriture de cet ouvrage. Le chapitre qui suit détaille la méthode et le protocole employés puis présente cette publication, accompagnée en fin de chapitre de données supplémentaires acquises postérieurement.

2. Méthodologie détaillée

2.1 Principe théorique et calcul de l'âge AHe

Il existe 10 radionucléides émetteurs alpha (^4He), il s'agit de ^{144}Nd , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{152}Gd , ^{174}Hf , ^{186}Os , ^{190}Pt , ^{232}Th , ^{235}U , ^{238}U . Cependant, seules les chaînes radioactives ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th et l'isotope ^{147}Sm produisent de l' ^4He en quantité significative dans les minéraux et les fluides. Les autres émetteurs alpha sont négligeables car ils présentent soit des abondances extrêmement faibles, soit une durée de vie extrêmement courte. La décroissance de ces quatre radionucléides est décrite par les équations suivantes :



L'U, le Th et le Sm sont incorporés dans le réseau cristallin de l'apatite, de l'ordre de 1 à 150 ppm pour U-Th et <2-3% pour le Sm. Leur désintégration au cours des temps géologiques, qui suit les équations précédentes, va entraîner l'accumulation d' ^4He (les particules alpha) dans le grain d'apatite. Etant donné qu'il n'y a pas de quantité significative d' ^4He initialement dans le grain, on considère que tout l' ^4He mesuré provient de ces réactions de décroissance radioactive. Ainsi, en mesurant le rapport entre les éléments producteurs U-Th-Sm et l' ^4He , on peut obtenir un âge de fermeture du système chronométrique, dit « âge (U-Th-Sm)/He sur apatite » (ou âge AHe).

Toutefois, il est fréquent que le Sm ne soit pas dosé : bien qu'il soit en plus grande quantité que l'U ou le Th dans l'apatite, son faible taux de production d' ^4He (un seul alpha produit lors de la désintégration, et constante de désintégration très élevée) rend sa mesure facultative. Le texte qui suit présente et détaille la méthode (U-Th-Sm)/He, cependant dans notre étude, seules les concentrations en U et Th ont été mesurées. On parlera donc d'âge (U-Th)/He, dont le fonctionnement est similaire à la méthode (U-Th-Sm)/He, si ce n'est que l'on considère une concentration en ^{147}Sm nulle.

Les concentrations en ^{238}U et le ^{235}U présentent un rapport constant sur une durée de 100 Ma qui est actuellement :

$$\frac{[^{238}\text{U}]}{[^{235}\text{U}]} = 137.88$$

De fait, la détermination des concentrations en ^{238}U , ^{232}Th et ^{147}Sm du grain sont nécessaires pour estimer sa concentration en éléments producteurs d' ^4He . L'équation liant ces concentrations, d'où l'on extrait l'âge AHe, s'écrit donc :

$$[^4\text{He}] = 8[^{238}\text{U}](e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 \frac{[^{238}\text{U}]}{137.88} (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6[^{232}\text{Th}](e^{\lambda_{232}t} - 1) + [^{147}\text{Sm}](e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

L' ${}^4\text{He}$ subit une éjection lors de ces réactions de désintégration (particules émises avec une énergie cinétique E_c de 3,98 à 8,7 MeV). De ce fait, il traverse la maille cristalline de l'apatite sur une certaine distance (en moyenne : 18,81 ; 21,80 ; 22,25 et 5,93 μm , respectivement pour ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$ et ${}^{147}\text{Sm}$; Ketcham et al., 2011). Cela implique, d'une part, qu'il est possible qu'une particule d' ${}^4\text{He}$ initialement extérieure au grain y soit implantée lors de son éjection (ou par diffusion), si elle est suffisamment proche du grain. Ces effets, dits d'« implantation », ne sont pas pris en compte, car ils sont estimés comme étant peu significatifs (Gautheron et al., 2012). A l'inverse, cela implique également que si un élément radiogénique parent est proche des limites du grain, lors de sa désintégration, les particules d' ${}^4\text{He}$ peuvent être éjectées du grain. Il en résulte une perte en ${}^4\text{He}$, qui est donc directement corrélée au rapport volume/surface du grain. Afin de prendre en compte cet effet dit d'« éjection », et de pouvoir comparer des âges sur des grains de morphologie différentes, une correction de forme basée sur le paramètre facteur d'éjection F_T (Farley et al., 1996), calculé à partir de la morphologie du grain ainsi que sa taille, est effectuée :

$$\text{Age corrigé} = \frac{\text{Age mesuré}}{F_T}$$

Il y a plusieurs formules théoriques d'estimation du paramètre F_T , qui est compris en 0 et 1. La première, proposée par Farley et al. (1996), est valable pour un domaine sphérique, en considérant une répartition homogène des radionucléides parents dans le grain, et une implantation d' ${}^4\text{He}$ depuis l'extérieur nulle :

$$F_T = 1 - \frac{3S}{4R} + \frac{S^3}{16R^3}$$

Avec :

- S : distance d'arrêt de la particule dans la sphère (μm)
- R : rayon de la sphère (μm)

Ketcham et al. (2011) proposent une nouvelle formule, valable cette fois-ci pour un domaine prismatique hexagonal, mieux adapté à l'apatite. Le volume d'une pyramide (extrémité du grain, voir Figure III.1) est d'abord calculé avec la formule suivante :

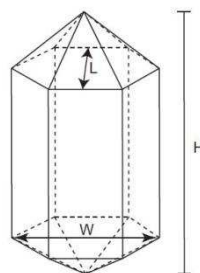
$$\text{Si } L > \frac{\sqrt{3}}{2} W :$$

$$\Delta V = \frac{1}{6\sqrt{3}} (L - \frac{\sqrt{3}}{2} W)^3$$

Sinon :

$$\Delta V = 0$$

Avec (Figure III.1) :



Le volume du grain est ensuite calculé avec la formule suivante :

$$V = HL \left(W - \frac{L}{\sqrt{3}} \right) - Np \left(\frac{\sqrt{3}}{8} W^2 L - \Delta V \right)$$

Avec :

- V : volume du grain
- H : voir Figure III.1
- L : voir Figure III.1
- W : voir Figure III.1
- Np : nombre de pyramides formées par le grain (2, 1 ou 0)
- ΔV : calculé à l'étape précédente

La surface du grain est calculée avec la formule suivante :

$$S = 2H \left(W + \frac{L}{\sqrt{3}} \right) + 2L \left(W - \frac{L}{2\sqrt{3}} \right) - Np \left(\frac{\sqrt{3}}{4} W^2 + (2 - \sqrt{2})WL + \frac{\sqrt{2} - 1}{2\sqrt{3}} L^2 \right)$$

Avec :

- paramètres précédents
- S : surface du grain

Le paramètre R_s , qui correspond au rayon d'une sphère au même rapport volume / surface que le grain considéré, est ensuite calculé :

$$R_s = \frac{3V}{S}$$

Enfin, le facteur d'éjection F_T est estimé, à l'aide des paramètres précédents :

$$F_T = 1 - \frac{3}{4} \frac{R}{R_s} + \left[(0.2093 - 0.0465Np) \left(W + \frac{L}{\sqrt{3}} \right) + \left(0.1062 + \frac{0.2234 R}{R + 6(W\sqrt{3} - L)} \right) \left(H - Np \frac{\frac{W\sqrt{3}}{2} + L}{4} \right) \right] \frac{R^2}{V}$$

Au laboratoire, l'estimation du F_T est réalisée à l'aide d'un exécutable (Gautheron et Tassan-Got, 2010 ; Ketcham et al., 2011) reprenant ces formules. Les codes sont téléchargeables à l'adresse suivante : <http://hebergement.u-psud.fr/flojt/>.

De manière générale, plus le rapport volume / surface du grain est faible, plus le F_T est petit. Cela implique une correction importante de l'âge mesuré, qui se traduit par une erreur analytique plus importante. De fait, plus le F_T est faible, plus l'erreur sur la mesure est importante. Par ailleurs, bien qu'il soit possible de calculer le F_T pour des répartitions hétérogènes des éléments radiogéniques parents dans le grain (Hourrigan et al., 1995 ; Ketcham et al., 2011), nous utilisons un F_T calculé pour une répartition homogène de l'U et Th. Cela pourrait être source d'erreur dans le calcul de l'âge AHe. Cependant, d'après Ault & Flowers (2012), cette erreur ne serait pas particulièrement significative.

2.2 Sélection et préparation des grains

Les échantillons sont préalablement broyés et triés afin d'en sélectionner la fraction lourde (voir chapitre Annexes de cet ouvrage). La poudre de minéraux lourds est observée à l'aide d'une loupe binoculaire. Afin de limiter les effets d'éjection de particules alpha (facteur F_T) et les soucis d'interprétation liés à des domaines de diffusion trop petits, les grains de taille réduite (longueurs et/ou largeurs $<80\ \mu\text{m}$) ne sont généralement pas sélectionnés. Toutefois dans notre étude, étant donné la faible quantité d'apatites, nous avons dû sélectionner des grains de petite taille.

Les inclusions (fluides et solides) contenues dans un grain d'apatite peuvent fausser les mesures, car elles peuvent contenir de l' ^4He ou des éléments radiogéniques producteurs. Les inclusions solides, notamment, peuvent implanter de l' ^4He mais ne pas être dissoutes lors du protocole de mesure des éléments radiogéniques parents, ce qui va augmenter l'âge AHe. Afin de ne pas sélectionner des grains contenant des inclusions, les grains sont donc inspectés minutieusement. Les inclusions n'ayant pas la même cristallographie que l'apatite les contenant, elles ne vont pas en montrer les mêmes caractéristiques optiques, notamment l'extinction en lumière polarisée (qui s'opère dans quatre directions opposées pour l'apatite). Ainsi, si le grain présente quatre extinctions totales dans ces quatre directions, on considère qu'il ne contient pas d'inclusions. Ces vérifications sont initialement effectuées à l'air libre, puis dans l'éthanol, où certaines inclusions sont mieux visibles.

Les grains sélectionnés sont ensuite mesurés dans les trois dimensions (à l'aide de graduations sur les oculaires), tandis que leur morphologie est décrite. Chaque extrémité du grain peut présenter une morphologie pyramidale, non pyramidale ou cassée. Ces mesures servent, par la suite, à estimer la valeur F_T du grain, utilisée pour corriger les résultats des effets de l'éjection de particules alpha (voir ci-dessus).

Après la phase de sélection et de mesure, les grains sont déposés dans un cylindre de platine, qui est pincé aux extrémités afin de réaliser une capsule. Un à trois grains sont introduits dans chaque capsule de platine. Dans cette étude, la majorité des analyses ont été réalisées en monograin.

Les standards d'apatite, utilisés pour contrôler les étapes d'analyse (Durango, McDowell et al., 2005 ; Limberg t3, Kraml et al., 2007 ; et un standard interne FOR3) sont triés et préparés suivant le même protocole. Toutefois, les standards Durango étant tous des fragments d'une même apatite, ils sont donc de forme aléatoire et leur taille et leur morphologie ne sont pas prises en compte.

2.3 Dosage de l'Hélium

L'extraction de l'hélium des apatites a été réalisée à l'aide d'une ligne d'extraction sous vide développée au laboratoire IDES (Figure III.2). Mis à part le remplissage des dewar d'azote liquide, les opérations sont automatisées par un ordinateur qui est équipé de programmes de contrôle développés au laboratoire IDES, utilisant la suite logicielle Labview. L'opération de dégazage d'un échantillon s'opère en deux paliers identiques, d'une durée de 30 minutes chacun, qui vont extraire, purifier et mesurer l' ^4He de l'échantillon. La phase de chauffe (5 min) est dimensionnée de telle sorte que la majorité de l'He soit normalement dégazée dès le premier palier. Si c'est le cas, le deuxième palier montre alors des teneurs en ^4He très faibles (<5% du premier palier), ce qui permet de valider le dégazage. En revanche, si le deuxième palier montre une teneur en ^4He significative (>5% du premier palier), cela signifie que la première phase de chauffe n'a pas permis un dégazage total du grain. Cela traduit soit un problème de chauffe (qui peut être vérifié dans les logs du logiciel, on peut ainsi éventuellement faire un troisième palier de chauffe) ; soit une anomalie dans la rétention du gaz dans l'échantillon (souvent lié à une inclusion) qui est rédhibitoire et invalide l'expérience. Chaque palier se réalise en 3 temps (extraction, purification, mesure) détaillés ci-dessous.

a- Extraction des gaz par laser

Les échantillons ainsi que les standards, chacun dans leur capsule de platine, sont placés sur un porte-échantillon en cuivre (24 positions ; Figure III.3). Ce dernier est placé dans une enceinte ultra-vide surmontée d'une fenêtre en saphir permettant de laisser passer le rayon laser. L'enceinte repose sur une platine mobile en X et Y permettant le déplacement automatique des échantillons devant le laser qui est fixe (Figure III.4).

Les échantillons sont ensuite chauffés par absorption du faisceau lumineux produit par le laser dopé à l'Ytterbium avec une intensité de faisceau de $2\pm 0,5$ Amp.s et de 70 μm de rayon au point focal. Le positionnement du laser est ajusté à l'aide d'une caméra optique montée sur une loupe binoculaire qui surmonte le système (Figure III.4). Ceci permet l'acquisition d'images en direct lors du chauffage. A l'aide d'une calibration couleur-température pour les enveloppes de platine, le logiciel de suivi peut définir en temps-réel la température de chauffe. Ainsi, il régule en temps réel l'intensité du laser, pour permettre une chauffe à 1050°C pendant 5 minutes, qui normalement suffit à dégazer entièrement les apatites.

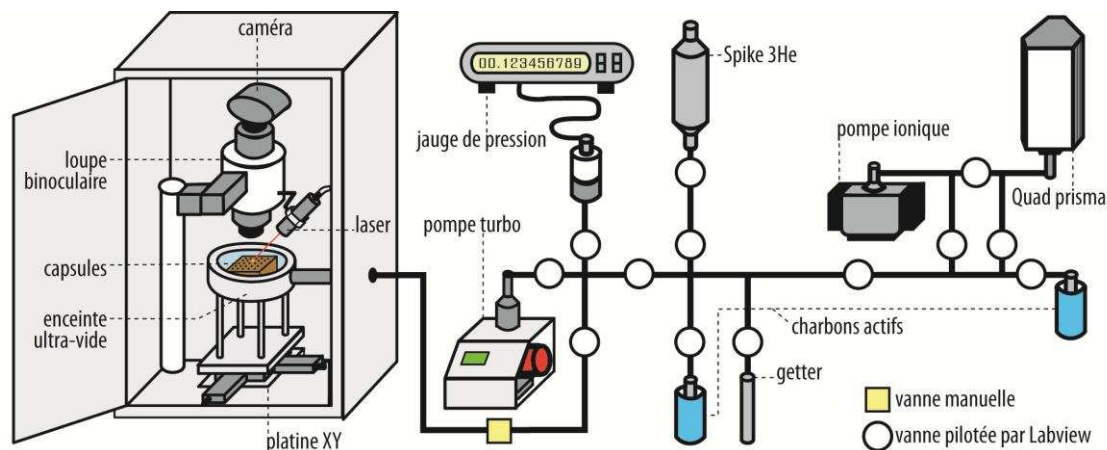


Figure III.2 - Schéma de la ligne d'extraction sous vide du laboratoire IDES.

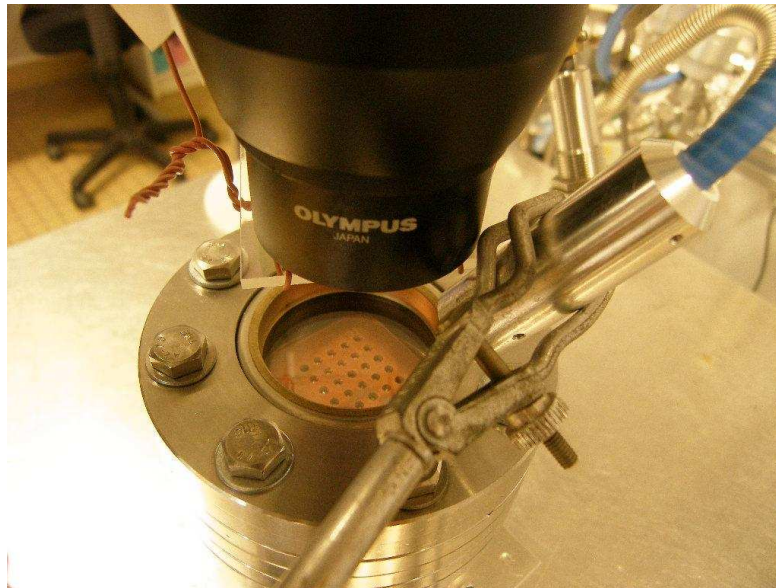


Figure III.3 - Porte échantillon dans l'enceinte ultra-vide, surmonté du laser dopé à l'Ytterbium et de la loupe binoculaire.



Figure III.4 - Dispositif de chauffe dans son enceinte : loupe binoculaire, caméra de contrôle, laser, enceinte ultra-vide et platine motorisée.

b- Purification et « spikage »

La détermination de la concentration d'He est réalisée avec un spectromètre quadrupolaire et pour l'ensemble de ces instruments, les sources d'ionisation ne sont pas linéaires et peu reproductibles. Afin de palier à cet effet, on utilise la méthode de dilution isotopique, basé sur l'ajout d'un volume de ^3He connu (« spike ») au moment de la phase de purification. Ce volume est 100 à 1000 fois plus grand que le volume de ^4He dégazé, afin que la pression totale dans la ligne soit régulée par la pression partielle de ^3He . Chaque introduction de spike appauvrit la bonbonne d' ^3He , et modifie donc sa concentration. Une correction en fonction du nombre d'extractions de l' ^3He est réalisée. Cette évaluation est estimée mathématiquement et calibrée par des passages réguliers de standards d'apatite.

Le dégazage des échantillons libère en plus de l' ^4He , de l'eau, de l'argon, du dihydrogène et du CO_2 . Afin de limiter la perturbation du signal par ces autres molécules, deux types de piège (Figure III.2) sont utilisés : les pièges cryogéniques (charbons actifs refroidis dans des dewars d'azote liquide) et les pièges agissant par chimisorption pour les gaz actifs et pour l'absorption de l'hydrogène (type SAES getter).

Après la phase de chauffe au laser et l'introduction du spike en ^3He , le gaz est amené sur ces différents pièges et y subit donc une purification pendant un temps défini (10 minutes sur le premier charbon actif et le Getter, puis 5 min sur le second charbon actif, voir Figure III.2), avant d'être guidé jusqu'au spectromètre de masse pour mesure.

c- Mesure des concentrations d'He

Dans un dernier temps, le volume de la ligne est étendu à un spectromètre de masse Quad Prisma, qui va mesurer les concentrations des gaz suivants : H_2 , ^3He , ^4He , Argon, masse 5, CO_2 . La réponse du spectromètre en utilisant la dilution isotopique est linéaire dans la gamme de concentrations analysées. Les mesures sont enregistrées en temps réel par le logiciel de suivi, qui réalise ensuite une régression linéaire des logs de mesures, afin d'estimer les concentrations des gaz mesurés.

La formule permettant le calcul de la concentration en ^4He de l'échantillon s'écrit de la manière suivante :

$$[^4\text{He}_{\text{ech}}] = [(R_{\text{He}_{\text{ech}}}) - (R_{\text{He}_{\text{blanc}}})] \cdot d \cdot [^3\text{He}]$$

- $[^4\text{He}_{\text{ech}}]$: concentration d'hélium de l'échantillon
- $R_{\text{He}_{\text{ech}}}$: rapport $[^4\text{He}]/[^3\text{He}]$ mesuré par le spectromètre de masse lors du dégazage
- $R_{\text{He}_{\text{blanc}}}$: rapport $[^4\text{He}]/[^3\text{He}]$ mesuré lors du blanc analytique
- d : facteur de discrimination de masse afin de corriger d'une ionisation préférentielle d'un isotope et déterminé par mesure d'un standard
- $[^3\text{He}]$: concentration d'He dans une pipette de spike, de l'ordre de 10^{-7}cc

2.4 Dosage des éléments producteurs d'Hélium

La détermination des concentrations en ^{238}U et ^{232}Th est réalisée par dilution isotopique, technique qui est basée sur l'ajout d'un spike enrichi de composition connue. Le protocole établi par Evans et al. (2005) a été suivi. Les capsules de platine sont d'abord récupérées de la ligne d'extraction d' ^4He , et introduites dans des piluliers. Dans chaque pilulier sont ajoutés ~100 microlitres (une pesée à la balance de précision est effectuée) d'acide nitrique 5N contenant les spikes en ^{235}U et ^{230}Th , ce qui va dissoudre les apatites (mais pas la capsule de platine qui les contient). Afin de favoriser la cinétique de cette réaction de dissolution, les piluliers sont disposés sur une plaque chauffante à 90°C pendant 1h. Enfin, est ajouté 1ml d'eau ultra pure miliQ.

Le tout est ensuite analysé par un spectromètre de masse associé à un plasma inductif d'argon (Thermo X série II CCT ; Figure III.5) au Laboratoire des Sciences du Climat de l'Environnement (LSCE) à Gif sur Yvette. Une gamme de solutions standards en U et Th est introduite dans la série de mesures, afin d'estimer les potentielles dérives machine et pouvoir en corriger les analyses.



Figure III.5 – ICP-MS au LSCE

Le calcul de la concentration en ^{238}U est basé sur la formule suivante (Evans et al., 2005) :

$$[^{238}\text{U}_{\text{ech}}] = [^{238}\text{U}_{\text{spike}}] \cdot \frac{(\text{RU}_{\text{ech}} - \text{RU}_{\text{spike}})}{(\text{RU}_{\text{nat}} - \text{RU}_{\text{ech}})}$$

Avec :

- $[^{238}\text{U}_{\text{ech}}]$: concentration en ^{238}U de l'échantillon
- $[^{235}\text{U}_{\text{spike}}]$: concentration en ^{238}U du spike
- RU_{ech} : le rapport $[^{235}\text{U}]/[^{238}\text{U}]$ de l'échantillon spiké
- RU_{spike} : le rapport $[^{235}\text{U}]/[^{238}\text{U}]$ du spike

- RU_{nat} : le rapport naturel ($^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 1/137,88$).

Dans le cas du ^{232}Th , les concentrations se déterminent de la façon suivante (Evans et al., 2005) :

$$[^{232}\text{Th}_{\text{ech}}] = [^{232}\text{Th}_{\text{spike}}] \cdot \frac{(R\text{Th}_{\text{spike}} - R\text{Th}_{\text{ech}})}{(R\text{Th}_{\text{ech}})}$$

Avec :

- $[^{232}\text{Th}_{\text{ech}}]$: concentration en ^{232}Th de l'échantillon
- $[^{232}\text{Th}_{\text{spike}}]$: concentration en ^{232}Th du spike
- $R\text{Th}_{\text{spike}}$: le rapport $[^{230}\text{Th}]/[^{232}\text{Th}]$ de l'échantillon spiké
- $R\text{Th}_{\text{ech}}$: le rapport $[^{230}\text{Th}]/[^{232}\text{Th}]$ du spike

2.5 Contrôle qualité des analyses

Des analyses d'apatites standards (apatite de Durango, McDowell et al., 2005 ; apatite du tephra de Limberg t3, Kraml et al., 2007 ; et un standard interne FOR3) ont été intercalées au sein de chaque série d'analyses afin de tester la reproductibilité et la justesse des datations (Figure III.6).

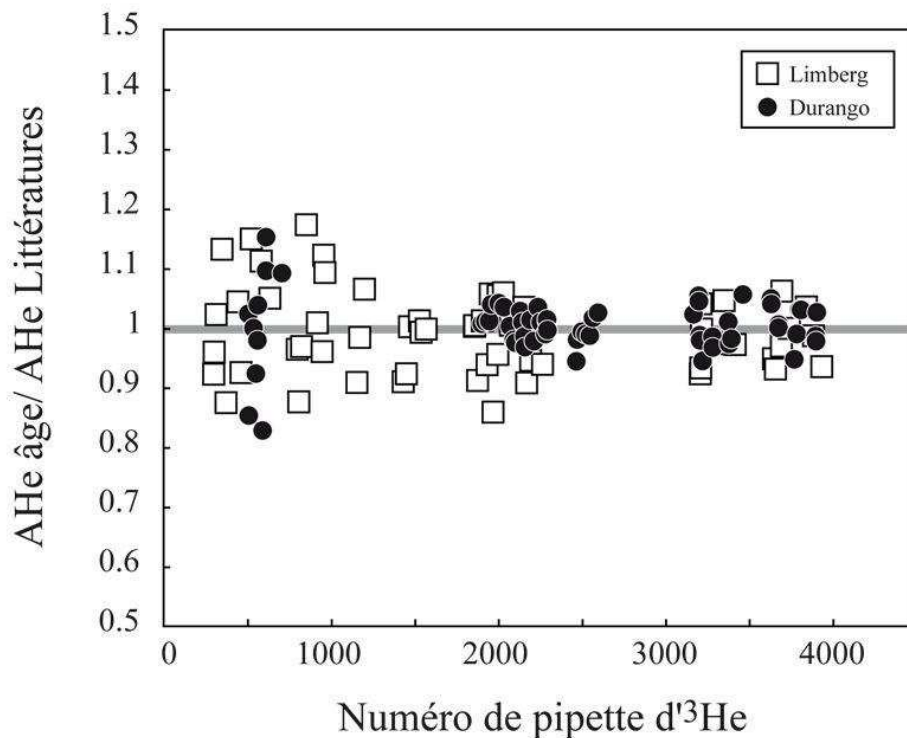


Figure III.6 – Rapport entre les âges des standards mesurés pendant nos datations et leurs âges théoriques (voir texte pour références) au cours des mesures.

3. Signification et interprétation des âges (U-Th-Sm)/He sur apatite

Les paragraphes précédents ont présenté le protocole permettant la mesure de l'âge AHe, corrigé de l'éjection d'alphas. Toutefois, cet âge ne date que très rarement l'âge de cristallisation du minéral, car le système (U-Th-Sm)/He est un système thermochronométrique de basse température. En effet, si les éléments radiogéniques parents sont intégrés dans le réseau cristallin, la rétention des atomes fils d' ^4He est plus complexe : l' ^4He étant un gaz rare, il ne forme pas de liaisons covalentes avec la maille cristalline. Il est donc chimiquement inerte, et suit des lois physiques, et en particulier celle de la diffusion, directement dépendante de la température, mais aussi de la taille et forme du grain, de sa composition chimique et de son histoire thermique.

Ainsi la diffusion de l' ^4He dans l'apatite est le facteur clé de cette méthode thermochronométrique. On a donc initialement considéré qu'elle suivait la loi d'Arrhenius classique :

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{\frac{-E_a}{RT}}$$

Avec :

- D : coefficient de diffusion
- a : taille du domaine de diffusion (taille du cristal)
- D_0 : coefficient de diffusion à l'origine
- E_a : énergie d'activation ($\text{kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$)
- R : constante des gaz parfaits ($8.314 \text{ J}\cdot\text{mol}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)
- T : température ($^{\circ}\text{K}$)

Des études expérimentales se sont alors succédées afin de déterminer les coefficients E_a , D_0 ou encore D_0/a^2 de cette équation (Zeitler et al., 1987 ; Wolf et al., 1996 ; Warnock et al., 1997 ; Lippolt et al., 1994 ; Farley, 2000 ; Shuster et al., 2003).

A cette notion de diffusion sont intimement liées celles de « température de fermeture » (T_c) et de zone de rétention partielle d' ^4He (Partial Retention Zone, PRZ). La PRZ définit la gamme de températures où 10 à 90 % de l' ^4He produit est rétentif dans le grain. T_c définit la température limite au-delà de laquelle la diffusion de l' ^4He en dehors du cristal est plus importante que sa rétention (Dodson, 1973, 1986). Il est montré par Farley (2000) que la diffusion est liée la vitesse de refroidissement du grain et sa taille (Fig. III.7).

Toutefois, à partir de 2005-2006, il est mis en évidence une corrélation entre teneur en éléments radiogéniques parents et âge AHe. Il est montré que plus le grain est enrichi en éléments pères, plus les âges sont vieux par rapport à ce qu'ils ne devraient être (Hendriks & Redfield, 2005 ; Green et al., 2006). Il est alors proposé (Green et al., 2006 ; Schuster et al., 2006) que des défauts se créent dans le cristal par un recul des noyaux lourds lorsqu'ils émettent des alphas, et que ces défauts vont agir comme des pièges qui augmentent la rétentivité de l' ^4He (Figure III.8). Ainsi, pour une même histoire thermique, plus le grain est enrichi en producteurs d' ^4He (on introduit alors le terme eU qui correspond à la concentration cumulée des producteurs d'alpha ; $[eU]=[U]+0.235[\text{Th}]$), plus il a de défauts, et plus la diffusion de l' ^4He est ralentie et l'âge AHe mesuré ancien (Figure III.9).

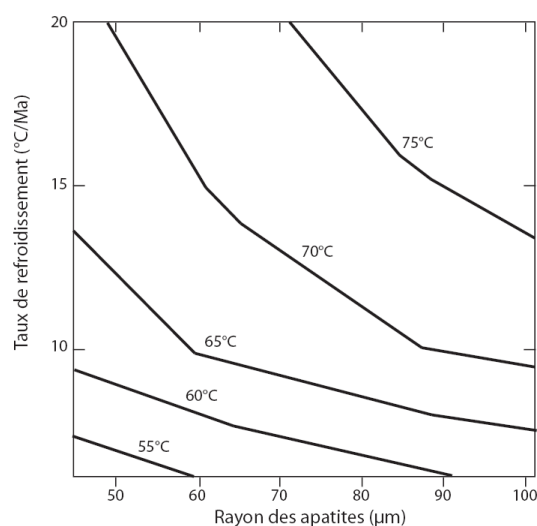


Figure III.7 – Estimation de T_c en fonction du rayon moyen des grains et du taux de refroidissement (Bour 2010, modifié d'après Farley, 2000).

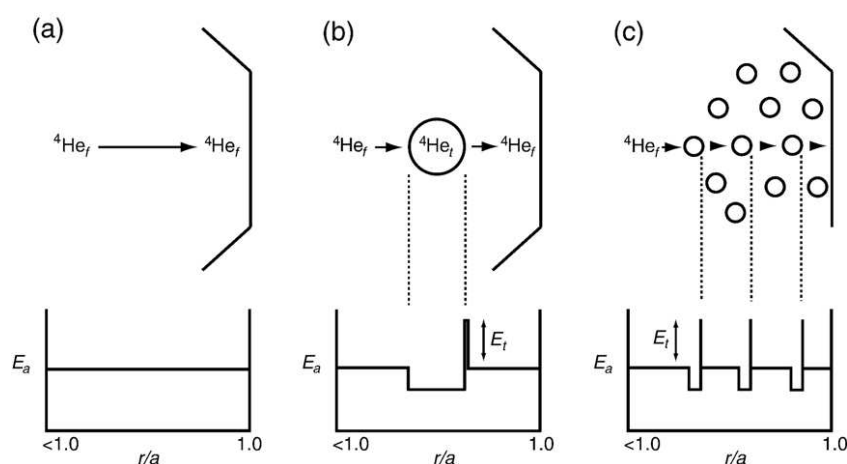


Figure III.8 – Modèle d'accumulation des défauts dans le grain au cours de la production d' ^4He , d'après Shuster et al., 2006. (a) diffusion d'une particule d' ^4He dans un grain dépourvu de défauts. (b) traversée d'un défaut par la particule, l'énergie nécessaire à la diffusion est augmentée. (c) multiplication des défauts dans le cristal, qui augmentent d'autant l'énergie nécessaire à la diffusion de l' ^4He et donc la rétention de celui-ci dans le grain.

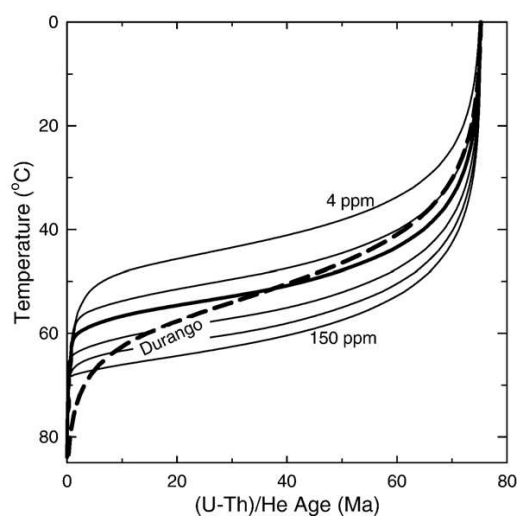


Figure III.9 - Représentation de l'influence de eU sur la ZRP, calculée à partir de grains qui sont restés à la température indiquée pendant 75 Ma, d'après Shuster et al. (2006). Les courbes indiquent la valeur de eU (4 ; 15 ; 28 ; 60 ; 100 et 150 ppm).

Après une validation sur un cas concret de terrain de ces théories (Flowers et al., 2007), plusieurs études proposent des modèles de diffusion qui prennent en compte la création mais également la cicatrisation des défauts liés au recul des atomes parents (Shuster & Farley, 2009 ; Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009).

Selon Gautheron et al. (2009), la diffusion de l'⁴He dans l'apatite suivrait la loi suivante :

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2 \cdot C \cdot [eU] \cdot t \cdot h} e^{\frac{-(E_a + E_b)}{RT}}$$

Avec :

- D : coefficient de diffusion
- a : taille du domaine de diffusion
- D₀ : coefficient de diffusion à l'origine
- C : constante
- [eU] : concentration cumulée des producteurs d'alpha ([eU]=[U]+0.235[Th]) (ppm)
- t : âge des défauts (Ma)
- h : facteur de cicatrisation des dommages alpha (compris entre 0 et 1)
- E_a : énergie d'activation (kJ.mol⁻¹)
- E_b : énergie d'extraction d'une zone amorphe (kJ.mol⁻¹)
- R : constante des gaz parfaits (R= 8.314 J.mol⁻¹.K⁻¹)
- T : température (K)

Selon Flowers et al. (2009), la diffusion suivrait au contraire le modèle RDAAM (Radiation Damage Accumulation and Annealing Model), qui se base sur une relation entre la densité de traces de fission dans le grain et l'effet des défauts sur la diffusion de l'⁴He. Le modèle ne suit pas une formule donnée, mais est intégré dans le logiciel HeFTy.

Finalement, on peut voir que les valeurs classiquement admises par la communauté (entre ~40 et ~70°C pour la PRZ, Wolf et al., 1998 ; ~70°C pour T_c, Farley, 2000 ; Elhers et al., 2003 ; Shuster et al., 2003) ne sont en réalité que des indications au premier ordre. Elles nécessitent en effet d'être adaptées au grain daté en fonction de son histoire thermique, de sa taille et de sa chimie, à l'aide des modèles de diffusion plus avancés présentés ci-dessus. Ainsi, au gré de ces paramètres, la sensibilité de l'AHe peut en réalité varier de ~50-55°C à 120°C (Gautheron et al., 2009 ; Shuster & Farley, 2009). Les interprétations des données d'AHe sont donc désormais généralement menées à l'aide de logiciels de modélisations, qui permettent de prendre en compte tous les paramètres d'un grain (histoire thermique, chimie et morphologie du grain) afin d'adapter au cas par cas les paramètres de diffusion.

4. Article 2: Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara Desert, Africa).

Des mesures de thermochronologie (U-Th)/He sur apatite ont été réalisées sur des échantillons du socle et de la couverture du Bouclier Touareg. Les résultats qui en découlent ont été intégrés dans une publication, présentée ci-dessous, soumise à *Geology* le 10 juin 2012. Les auteurs en sont : Sylvain Rougier, Yves Missenard, Cécile Gautheron, Jocelyn Barbarand, Hermann Zeyen, Rosella Pinna, Jean-Paul Liégeois, Bernard Bonin, Aziouz Ouabadi, Mohammed Derder et Dominique Frizon de Lamotte.

1- Résumé

La géométrie en arches et bassin, qui caractérise l'Afrique du Nord, a été acquise à la fin du Paléozoïque. Elle a par la suite été réactivée pendant le Méso-Cénozoïque avec, en particulier, le développement d'importantes anomalies topographiques. Entre elles, le Bouclier Touareg forme un haut topographique dans lequel le socle Panafricain atteint 2400 m au dessus du niveau de la mer (au centre du Hoggar). Alors que des restes sédimentaires du Crétacé Inférieur suggèrent un possible épisode de subsidence durant le Mésozoïque, actuellement la région forme un bombement, associé à des épisodes volcaniques Cénozoïques depuis 35 Ma.

Nous présentons les premières données de thermo-chronologie (U-Th)/He sur apatite acquises sur ce bombement, montrant des âges moyens compris entre 78 ± 22 et 13 ± 3 Ma. Ces résultats démontrent l'existence d'une large exhumation du Bouclier Touareg à l'Eocène, avant le début de l'activité volcanique. Cela reflète des processus à grande échelle, d'origine thermique ou reliés à des compressions tectoniques à grande distance.

Dans la partie Nord-Est du bombement, des reliques sédimentaires continentales Crétacées, discordantes sur le socle et proches des échantillons témoignent que ces derniers étaient à proximité de la surface au Crétacé. Cette étude montre qu'ils ont par la suite subi un réchauffement à 55-70°C, qui suggère un enfouissement de plus d'1 km après le Crétacé Inférieur. Il est possible que cette conclusion puisse être étendue à l'ensemble du Bouclier Touareg.

2- Abstract

The arch-and-basin geometry that characterizes North Africa was achieved at the end of Paleozoic times. It has been subsequently reactivated during the Meso-Cenozoic with, in particular, the development of large topographic anomalies. Among these, the Tuareg Shield forms a topographic high in which the Pan-African basement reaches 2400 m above sea level (Hoggar core). While Cretaceous sedimentary remnants suggest a possible stage of subsidence during the Mesozoic, currently the area forms a swell, emphasized by Cenozoic volcanic episodes since 35 Ma. In this context, we present the first apatite (U-Th)/He thermochronological data acquired across this swell, with mean ages ranging from 78 ± 22 Ma to 13 ± 3 Ma. These results demonstrate the existence of a widespread Eocene exhumation of the shield before volcanic activity began, which reflects large-scale vertical

processes. In the northeastern part of the swell, Cretaceous continental sedimentary remnants unconformably lying on the basement close to our samples evidence that they were near the surface at that time. This study shows that basement rocks have undergone subsequent heating at ~60–80 °C, suggesting a burial of more than 1 km after the Early Cretaceous. This conclusion can be possibly extended over the whole Tuareg Shield.

3- Introduction

Relief evolution of old basements is a key issue to understand intraplate tectonics and geodynamic relationships. Several topographic swells are visible in the northern part of the African continent (Fig. 1). Yielding controversial uplift ages, often associated with volcanic provinces, they suggest the involvement of sublithospheric processes (Sahagian, 1988; Wilson and Guiraud, 1992; Burke, 1996). The Hoggar and Air mountains, in the Tuareg Shield of North Africa, form one of these swells (Fig. 1). The age of the basement doming, which reaches 2400 m (mean elevation of ~1200 m), is thought to be related to Late Eocene to Holocene volcanic activity (Liégeois et al., 2005; Azzouni-Sekkal et al., 2007; Beccaluva et al., 2007). Previous apatite fission track data over the Hoggar, giving widespread Mesozoic ages, are too scarce for constraining precisely the age of the last exhumation phase (Carpena et al., 1988). The Meso-Cenozoic evolution of the swell thus remains poorly constrained.

The Tuareg Shield is the result of accretion of Precambrian terranes during the Pan-African orogeny (Black et al., 1994; Liégeois et al., 2005). After the Pan-African orogeny, a mainly clastic sedimentation developed during the Paleozoic, giving birth to the so-called Saharan basins, which surround the shield (Guiraud et al., 2005). At that time, as well as during the Triassic and Jurassic, the vertical motions of the shield remained unconstrained. During Early Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean, old structures were reactivated and troughs developed to the southeast (Tenere region, with up to 3-km-thick Cretaceous sediments; Genik, 1993) and to the southwest (Oued Amded region) of the Tuareg Shield (Fig. 1), belonging to a widespread rift system (Guiraud et al., 2005) presently surrounding the West African Craton and the Saharan Metacraton (Abdelsalam et al., 2011; Liégeois et al., 2013). In the Hoggar, rare Cretaceous deposits, resting unconformably directly upon the Precambrian basement, are exposed (Fig. 1): (1) the Serouenout continental sandstones (Bordet, 1953), a continental sediment sequence, which is up to 350 m thick and contains wood remnants of *Metapodocarpoxylon* with a poorly estimated Late Jurassic to Early Cretaceous age (Philippe et al., 2003), and (2) the Amguid limestones, in which late Cenomanian–early Turonian *Calyoceras naviculare* ammonites can be observed (Busson et al., 1999). Volcanic activity started at 35 Ma (end of the Eocene) in the Serouenout district (Fig. 1) (Liégeois et al., 2005). The Lower Cretaceous sandstones are covered by tholeiitic flood basalts, which bury an unflattened paleotopography (Bordet, 1953; Aït Hamou et al., 2000). According to Beccaluva et al. (2007), Eocene–Oligocene igneous provinces have a preponderant lithospheric signature while Miocene to Quaternary alkalic provinces show a mainly asthenospheric signature.

In this paper, we focus on the spatial and temporal extension of the current doming, using apatite (U-Th)/He (AHe) thermochronology, which gives us information about the rock history in the 50–120 °C range (Gautheron et al., 2009; Shuster and Farley, 2009). Seventeen (17) samples were collected in order to cover the wider surface of the Tuareg Shield (Fig. 1). The combination of AHe ages and geological evidence allowed investigating the exhumation history of the Tuareg Shield. Particular attention has been given to (1) the pre-exhumation history, i.e., what the extension of the Lower Cretaceous sedimentary cover on the swell was, the age of sample exhumations, i.e., whether exhumation was exclusively Eocene for all samples, and (3) the origin of this exhumation.

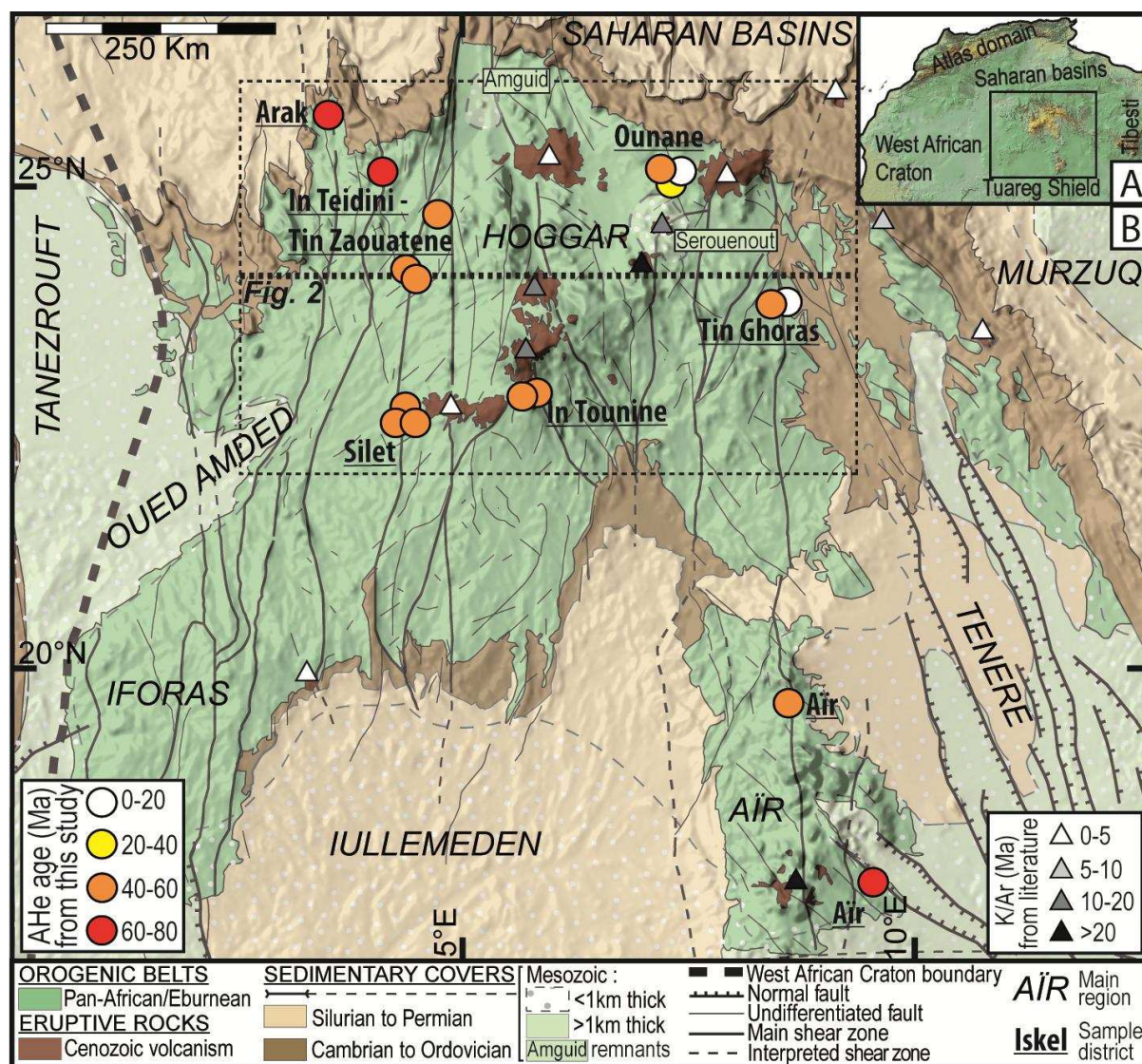


Figure 1. A: Topographic map of North Africa, with main domains and location of study site (B). **B:** Simplified geological map of the Tuareg Shield area, showing the basement, the sedimentary cover, and the Cenozoic volcanic districts. Sample locations are indicated with circles. The mean apatite (U-Th)/He (AHe) ages are reported using a color code, with 20 Ma increments. They range mostly between 60 and 40 Ma. These results are interpreted as a consequence of widespread exhumation at that time. Cenozoic ages of volcanic onset are taken from the literature, and reported using a color code (see text for references). Dotted lines show the location of the Figure 2 profile ($24^{\circ} \pm 2^{\circ}$ N).

4- Results

AHe age data present values ranging from 93.5 ± 12.3 to 4.6 ± 0.8 Ma, with scattered ages along replicates for some samples (Fig. 2). An AHe age reflects the He production and its accumulation into the apatite crystal, which is dependent on the diffusion coefficients, crystal size, and thermal history (Reiners and Farley, 2001; Gautheron et al., 2009, 2012). The large amount of AHe age dispersion within replicates implies a long stay in the He partial retention zone ($\sim 60\text{--}80$ °C; detailed results and extended discussion on the significance of the AHe age scatter can be found in the GSA Data Repository¹). Average ages of the young populations are reported in Figure 1. They present homogeneous values of ca. 40–60 Ma in the central Hoggar, and older values (ca. 60–90 Ma) in the northwestern Hoggar and southern Air peripheral areas. In the northeastern Hoggar, we found the youngest ages, down to ca. 5–15 Ma. However, Figure 2 shows that not all samples present the same pattern distribution. Older Arak ages, as well as younger Ounane and Tin Ghoras ages, are supported by a lesser quantity of replicates, because of the low amounts of apatite crystals, whereas an Eocene signal is well represented in most of the samples.

The Cenozoic to Quaternary volcanic activity may have influenced the AHe system for the In Tounine, Silet, and Ounane samples, because they could have been in contact with lava flows, although these samples are nowadays at more than 15 km from volcanic fields (Fig. 1). However, AHe measurements present comparable Eocene ages for all sampling sites (except at swell borders), and young ages similar to Ounane samples can be found in the Tin Ghoras volcanic-free area (Fig. 1), demonstrating that the heat brought by volcanism did not imprint a signal onto AHe ages. The possible influence of high surface temperature due to desert conditions on AHe ages has been tested (see the Data Repository): results demonstrate that this effect did not affect significantly the He budget of the grain.

5- Discussion

Except on the swell borders, AHe ages presented here show a first-order Eocene apatite (U-Th)/He signal over the entire Tuareg Shield. Combining these results with geological constraints and available apatite fission track data allows first-order reconstruction of the Meso-Cenozoic thermal history of the swell. We will now discuss the pre-exhumation history, the age of sample exhumations, and the origin of this exhumation.

a- Pre-exhumation history

Sedimentary remnants of Serouenout (Bordet, 1953) and Amguid (Busson et al., 1999), resting unconformably upon the basement (Fig. 1), evidence that the substratum was exposed during the Cretaceous, at least in the northeastern part of the Hoggar, where Tin Ghoras and Ounane samples are located. In the Air massif, the occurrence of Cretaceous Tenere deposits, also unconformably overlying the basement and currently outcropping near the studied sample locations (Fig. 1), led to the same conclusion. We thus assume that Ounane, Tin Ghoras, and Air samples were near the surface in the Cretaceous. Figure 3A shows the schematic time-temperature path that these samples underwent. As the results show the important replicate dispersion typical of partial opening of the He system, temperature

reached by these samples before Cenozoic exhumation can be estimated at 60–80 °C (see the Data Repository). This heating stage can be related only to burial under sedimentary cover on the Cretaceous remnants. Taking into account the uncertainties on topography, lithosphere, and crustal thickness, and using an upper crustal heat production of 2 $\mu\text{W}/\text{m}^3$, we assume the Eocene thermal gradient to be 22–28 °C/km. Considering a warm Eocene climate (Feakins and DeMenocal, 2010) and a possible water layer over the surface, we assume a surface temperature range of 30 °C to 15 °C. Under these conditions, corresponding burial depths range from 1 to 3 km. Constraining the cause of this subsidence is not easy because contemporaneous sediments have been eroded. Extension of the Tenere rifting process in the Hoggar may be a suitable process to explain this subsidence (Dautria and Lesquer, 1989)..

Although the Oued Amded Cretaceous sediments are also lying directly on the basement (Fig. 1), the lack of Mesozoic remnants closer to the core of the Hoggar sheds doubt on the extension of the Cretaceous depositional area. For In Tounine, Silet, In Teidini–Tin Zaouatene, and Arak samples (Fig. 1), there are no strong constraints concerning the Cretaceous history. The AHe signal indicates an Eocene heating; thus it is not possible to investigate the previous thermal history (Fig. 3B). However, the wide dispersion of the replicates implies a long stay in the He partial retention zone and suggests no significant pre-Eocene exhumation. The nature of eroded material during the Eocene, including Meso-Cenozoic sedimentary cover and/or older rocks, remains unconstrained for these samples. To conclude, our results evidence the existence of a Cretaceous to Eocene sedimentary cover over the northeastern Hoggar and the Aïr, but its extension at the scale of the entire Tuareg Shield can be neither confirmed nor excluded.

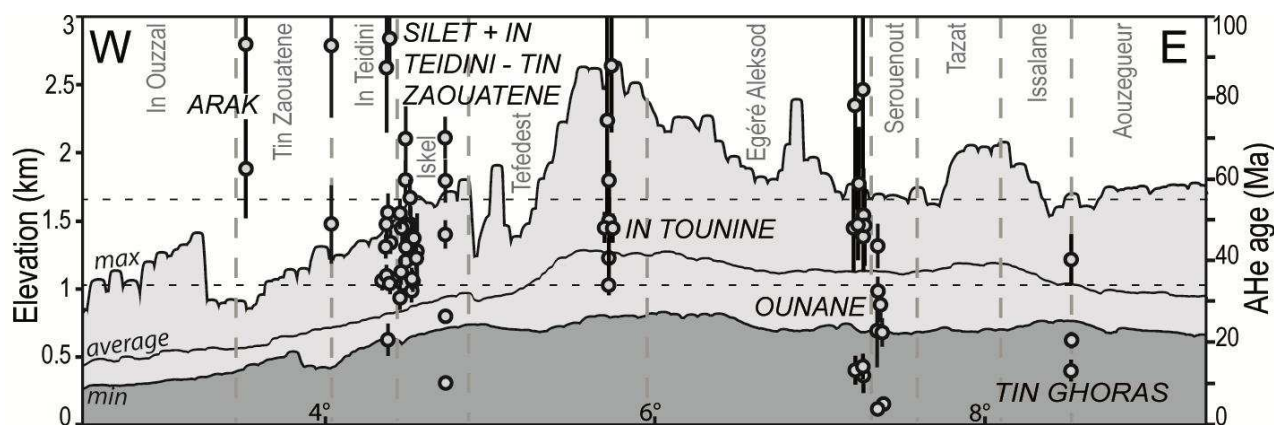


Figure 2. A 700-km-long swath profile ($7^{\circ} \times 2^{\circ}$ extracted from Shuttle Radar Topography Mission [SRTM] data; see Figure 1B for position) across the study area, showing minimum, average, and maximum elevation and projected apatite (U-Th)/He (AHe) replicates, with analytical uncertainty (see the Data Repository for details). Vertical dashed gray lines represent major lithospheric-scale shear zones, separating labeled Pan-African terranes (Black et al., 1994); horizontal dashed lines represent the Eocene limits.

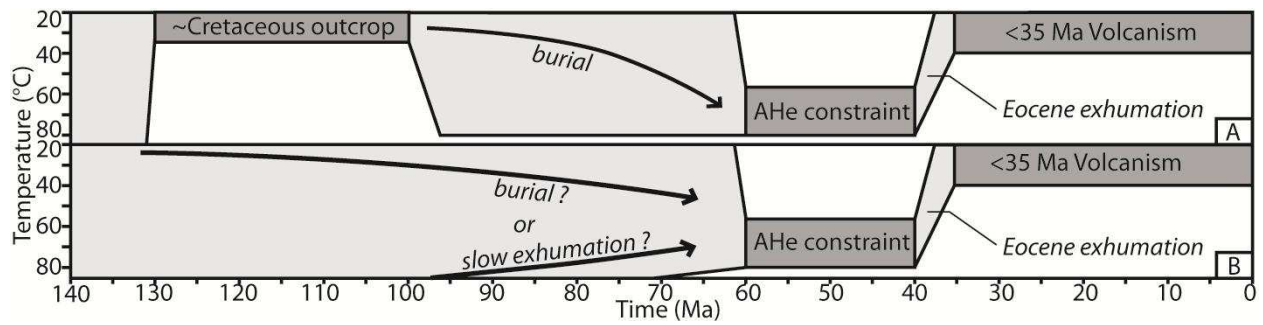


Figure 3. Schematic thermal history deduced from apatite (U-Th)/He (AHe) and geological data. **A:** Ounane, Tin Ghoras, and Aïr samples (Fig. 1) with the constraint of Cretaceous occurrences. **B:** Arak, In Teidini–Tin Zaouatene, In Tounine, and Silet samples (Fig. 1) without this constraint. Light gray polygons illustrate possible time-temperature paths between dark gray boxes that constitute major constraints. Temporal and thermal uncertainties are indicated (see text).

b- Mode and chronology of the exhumation

- Ounane, Tin Ghoras and southern Aïr samples

The Ounane, Tin Ghoras, and southern Aïr samples, located close to the oldest volcanic episodes of the Hoggar and Aïr (respectively 35 and 28 Ma; Liégeois et al., 2005), were necessarily exposed since the Late Eocene to Early Oligocene. This constraint is consistent with AHe results of these samples (Fig. 1), which show Eocene closure of the (U-Th)/He system. Such a scenario implies that these samples underwent rapid cooling, thus a major Eocene erosion. Subsequent erosion must have been weak enough to preserve the samples until today.

However, Ounane and Tin Ghoras samples show additional young AHe signals (Fig. 1), which could be interpreted as evidencing younger exhumation focused on the northeastern part of the shield. The nearby Serouenout 35 Ma volcanism constraint (Fig. 1) supports an Eocene end of exhumation, while younger AHe signals are less printed, due to the small quantity of young replicates compared to the swell-scale Eocene signal (Fig. 2). A late exhumation stage focused on the northeast part of the Hoggar thus remains impossible to prove or refute with available data.

- In Tounine, Silet, In Teidini – Tin Zaouatene, Arak and northern Aïr samples

Ca. 20 Ma volcanic rocks close to In Tounine samples (Atakor onset; Liégeois et al., 2005) (Fig. 1) indicate that these samples were at the surface at least at this time. On the other hand, the Silet region does not present any volcanic constraints older than 5 Ma. Thus the end of exhumation cannot be more precisely constrained than between the Eocene and 5 Ma. Concerning the In Teidini–Tin Zaouatene, Arak, and northern Aïr samples, in the absence of any close enough volcanism constraint, it is not possible to infer any end-of-exhumation timing.

AHe ages of these samples are all compatible with an Eocene-only exhumation, as well as with slow exhumation allowing a long stay in the partial retention zone and recent arrival at the surface. In consequence, erosion could have occurred either only during the Eocene (as the Ounane, Tin Ghoras, and southern Aïr samples) or since the Eocene until today.

- Toward a generalized exhumation of the Tuareg Shield?

Considering initially flat isotherms and a spherical topographic swell, it is theoretically expected that exhumation becomes smaller with increasing distance to the swell core, and thus that the origin of the exposed samples is shallower. In consequence, peripheral samples are expected to come from a more superficial part of the He partial retention zone, and thus to show older AHe ages. As a matter of fact, the northwestern Hoggar and southern Aïr samples present the oldest AHe ages (Fig. 1). This result is therefore consistent with a shield-scale synchronous exhumation.

Based in particular on morphological variations between the terranes, as well as volcanism location, Liégeois et al. (2005) proposed that the Tuareg Shield swell would result from differential vertical motions of the terranes, which acted as independent structural entities, in association with Cenozoic reactivation of the north-south shear zones.

It can be noted that the replicates west of the Egéré Aleksod–Serouenout boundary shear zone (Fig. 2) show older AHe signals than the eastern ones (eastern Ounane and Tin Ghoras). However, there is no significant vertical displacement of the Paleozoic series at the northern tip of the shear zone (Fig. 1). We thus believe that discontinuity in our data could be related to a lower number of replicates in the eastern Ounane and Tin Ghoras samples (Fig. 2).

Concerning the other shear zones, the important dispersion of the AHe measurements, related to a long stay of the samples in the partial retention zone, does not allow us to clearly define some discontinuities in the AHe signal on either side of these structures (Fig. 2). In consequence, Cenozoic structural reactivations could not have exceeded the hectometric scale, and would remain second-order perturbations of a first-order larger-scale process.

Considering the remarkable consistency of the Late Eocene signal over the different samples at swell scale (Fig. 1), the Eocene exhumation for at least Ounane, Tin Ghoras, and southern Aïr samples, the lack of significant discontinuity in the AHe signal on both sides of shear zones, and the older peripheral ages, we propose that exhumation could have been synchronous for the entire swell, and mostly concentrated in the Eocene.

c- Exhumation geodynamics

The ultimate process at the origin of the large-scale Eocene Tuareg Shield erosion stage and subsequent igneous activity is still a matter of debate. During the Middle and Late Eocene, Africa-Eurasia collision in northern Arabia induced significant decrease of African plate velocity, as well as inversion in the northwestern Atlas border (Frizon de Lamotte et al., 2011). Synchronous far-field stress could generate large-scale lithospheric buckling in the

Tuareg Shield, but it would generate roughly east-west to northeast-southwest elongated uplifts, and cannot explain the occurrence of magmatism. The mantle plume theory (Aït Hamou et al., 2000) is not favored either, because a shallow upper-mantle upwelling source is suggested by more recent studies (Pik et al., 2006; Beccaluva et al., 2007). Dynamic effects of asthenospheric movements are expected to also have a role; Moucha and Forte (2011) showed that the Hoggar-Aïr area could have undergone up to 300 m of dynamic topography since 30 Ma. Liégeois et al. (2005) proposed that edge-driven convection (King and Anderson, 1998) may have taken place beneath the shield, in association with important lithosphere thickness variations beneath the Sahara (see example of Morocco in Missenard and Cadoux, 2012). The process is unstable, and prone to cancellation if plates are moving (King and Anderson, 1998). Edge-driven convection, possibly combined with far-field lithospheric buckling, both related to Eocene sudden slowdown of Africa coevally with Alpine intraplate deformation in the Eocene, remains the best hypothesis to explain geological features of the Tuareg Shield.

6- Conclusion

The first apatite (U-Th)/He datings of the Tuareg Shield lead to further investigations of its thermal history. At swell scale, results show a consistent trend, implying that no significant differential exhumation occurred. We propose that the entire shield underwent synchronous erosion during the Eocene, before <35 Ma igneous episodes.

The outcrops of Cretaceous sedimentary remnants in the northeastern part of the swell are consistent with Upper Cretaceous–Eocene burying under a 1- to 3-km-thick sedimentary cover. Whether this cover was extended to the whole Tuareg Shield is not yet documented. If the depositional area was confined to the Aïr and northeastern Hoggar, Cretaceous Tenere troughs could have crossed the Hoggar on its northeastern part. On the other hand, extension of the cover over the whole shield would evidence that a large intraplate sag basin developed. After near-complete erosion of Cretaceous–Eocene sediments during the Eocene, exhumation decreased significantly.

Eocene sudden slowdown of the African plate would have favored the establishment of sublithospheric convection, inducing exhumation of the Tuareg Shield and subsequent igneous activity. A possible far-field lithospheric buckling effect, related to Eocene Alpine intraplate deformation, should also be considered.

7- Acknowledgements

Louise Bordier is acknowledged for her help during ICP-MS measurement at LSCE (Gif/Yvette). Eric Douville is thanked for the access to the mass spectrometer. The analytical part of this work has been funded by the ANR-06-JCJC-0079 project.

8- Data Repository : Methods and AHe age selection

Apatite grains have been isolated following classical density and magnetic methods and then picked under a binocular lens. AHe analyses have been performed at the Orsay/IDES low temperature thermochronology laboratory (University of Paris Sud XI, France).

AHe ages have been measured on carefully selected apatite grains, which have been measured along the three axes. Several replicates have been analyzed per sample. Sphere equivalent radius, grain weight and ejection factors have been determined using the Monte Carlo simulation of Ketcham et al. (2011), see Table DR2. Apatite grains were placed into platinum baskets and heated twice using a diode laser at 1030 ± 50 °C during 5 minutes, to allow total He degassing and to check the presence of He trapped in small inclusions. Sample presenting a second re-heating gas level higher than the blank level are not presented in this study. The ^4He content was determined by comparison with a $\sim 1\text{--}2 \times 10^{-7}$ cc STP ^3He spike. After He extraction, platinum baskets were placed into single-use polypropylene vials. Apatite grains were dissolved one hour at 90°C in a 50µl HNO_3 solution containing a known content of ^{235}U and ^{230}Th , and then filled with 1 ml of ultrapure MQ water. The final solution was measured for U and Th concentrations by quadrupole ICP-QMS using a series II CCT Thermo-Electron at LSCE (Gif/Yvette; France). The analysis was calibrated using internal and external age standards. Mean AHe ages of 16.6 ± 1.1 Ma and 31.4 ± 1.4 Ma have been measured for the Limberg tuff and Durango yellow apatite respectively, which are in agreement with literature data, i.e. 16.8 ± 1.1 Ma (Kraml et al., 2006) and 31.4 ± 0.2 Ma (McDowell et al., 2005). Because the grain sizes were really small in some cases, error propagation taking into account the size in addition to standard reproducibility has been calculated. The error on AHe age at 1σ is estimated to be 7% for the biggest grains ($R_s=63$ µm) and increases up to 37% for the smallest grains ($R_s=23$ µm).

The Saharan climate is warm, summer noon temperatures of up to 50°C are common in the region. In order to ensure that climate did not affect He retention in the collected samples, we ran heating simulations. Our calculations show that heating of 45°C during 0.1 Ma results in diffusion of 3.8% He, for a 20 µm sphere equivalent radius apatite. For a radius of 40µm, He loss is estimated to be 1.6%. As these variations are clearly less than final uncertainties, we neglected the climate effect, as already proposed by Wolf et al. (1998).

The final He, U-Th contents and He ages are reported in Table DR2. Like other studies on cratonic areas (see for example: Green and Duddy, 2006; Hansen and Reiners, 2006; Gautheron et al., 2009), AHe ages of this study are scattered. Replicates yielding AHe age either older by more than 50 % of the mean will not be taken into consideration. They are interpreted as induced by ^4He contamination due to α -implantation, small undetected U-Th-rich inclusions, and diffusion due to damage and annealing processes (Gautheron et al., 2009). The cut off at 50% is taken as a larger limit of external processes affecting AHe age, a limit which is higher than general FT overcorrection for standard kinetic and damage model, α -implantation (Gautheron et al., 2012). In addition, some replicates yield AHe age higher than

their sample mean value at more than 30% and yield different Th/U ratios. We propose, using these criteria, to exclude these replicates (marked with the † symbol in Table DR2).

AHe age simulations (Figure S1) were carried out using our 3D diffusion code (Gautheron and Tassan-Got, 2010), and with a non-constant He diffusion behavior taking into account alpha-damage production and annealing (Gautheron et al., 2009). We consider a thermal history (Figure S1C) with a slow cooling during the Jurassic, a 20°C stage during the Lower Cretaceous, a heating stage from 100 to 40 Ma with variable burial peak temperature, and a rapid cooling representative of the Eocene exhumation stage. Simulated AHe age are reported in function of 60-40 Ma peak temperature (from 20 to 120 °C), for representative values of 1, 5, 10, 50 and 100 ppm for effective uranium content ($eU = U + 0.24Th$ in ppm) with a 50 μm sphere equivalent radius (Figure S1A); as well as 30, 50, 70 and 90 μm sphere radius with 10 ppm eU content (Figure S1B). These simulations show that AHe age dispersion is maximal (with AHe ages ranging from 40 to 180 Ma) in the 60-80°C temperature interval. Given the strong dispersion in the samples measurements, it is thus reasonable to consider that the temperature reached by the samples before the Eocene exhumation stage has not been lower than ~60°C nor exceeded ~80°C.

Sample	Lat (°N)	Long (°E)	Alt (m)	Description
<u>SILET-ALG</u>				
ALG2	22.57	4.38	699	Granodiorite
ALG3	22.48	4.49	707	Granodiorite
ALG4	22.54	4.56	722	Granodiorite
<u>ARAK-FRZ</u>				
FRZ1	25.72	3.51	625	Cambro-Ordovician sandstone
<u>AIR-BLN</u>				
BLN12	17.58	9.59	671	Rhyolite
BLN400	19.57	8.62	802	Mylonitic metatonalite
<u>IN TEDEINI – TIN</u>				
<u>ZAOUATENE-TZA</u>				
TZA14	23.93	4.49	827	Imelehatene granite
TZA28	24.03	4.38	754	Tidjelamine granite
TZA182	25.07	4.03	834	Mouydir granodiorite
TZA204	24.68	4.73	912	Tesnou granite
<u>TIN GHORAS-ARO</u>				
ARO113	23.73	8.49	1037	Tin Ghoras granite
ARO108	23.73	8.49	1037	Tin Ghoras granite
<u>OUNANE-TOD</u>				
TOD17	24.95	7.27	1341	Tisselliline granite
TOD27	25.11	7.34	1372	Ounane granodiorite
TOD30	25.00	7.29	1416	Tisselliline granite
<u>IN TOUNINE-IT</u>				
IT05	22.77	5.7	1523	In Tounine granite
IT22	22.75	5.73	1537	In Tounine granite

Name	Nb.	Rs (μm)	Weight (μg)	F_T	4He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
ALG2-1	2546	42.9	2.3	0.70	81.7	17.5	44.3	2.5	28.2	24.1	34.5 \pm 3.2
ALG2-2	4937	28.8	0.62	0.574	151.3	42.5	122.5	2.9	71.9	17.5	30.5 \pm 2.4
ALG2-3	4939	37.1	1.62	0.678	88.3	17.8	65.1	3.6	33.5	22	32.4 \pm 2.6
ALG2-4	4941	34.7	1.03	0.648	154.3	27	48.4	1.8	38.6	33.2	51.3 \pm 4.1
ALG2-5	4945	49.1	2.03	0.714	160.3	25.7	85.4	3.3	46.2	28.9	40.5 \pm 3.2
ALG2-6	4947	41.1	1.66	0.7	161.2	24.3	71.9	3	41.5	32.3	46.2 \pm 3.7

ALG2-8	4951	36.6	1.49	0.678	191.0	21.5	84.4	3.9	41.7	38.1	56.3 ± 4.5
ALG2-B	2039	60.0	4.8	0.83	131.8	32.5	21.8	0.7	37.8	28.9	34.9 ± 2.4
ALG2-C	2041	46.8	3.7	0.72	61.0	11.7	31.6	2.7	19.3	26.3	36.4 ± 2.8
ALG2-D	2043	50.2	4.6	0.78	136.4	23.0	28.4	1.2	29.8	38.0	48.9 ± 3.4
ALG3-1	2548	56.0	6.4	0.77	134.6	17.0	29.8	1.8	24.2	46.3	60.4 ± 4.2
ALG3-2	2550	49.5	8.3	0.75	206.4	34.5	55.0	1.6	47.7	35.9	48.2 ± 3.4
ALG3-3	2594	44.8	4.1	0.72	187.2	36.2	67.5	1.9	52.4	28.3	39.4 ± 3.1
ALG3-5	4955	43.2	1.77	0.677	117.3	26.8	45.5	1.7	37.7	25.8	38.2 ± 3.1
ALG3-6	4957	36.5	1.13	0.624	189.0	52.5	81.4	1.6	72	21.8	34.9 ± 2.8
ALG3-7	4962	44	2.4	0.709	133.4	30.9	52.9	1.7	43.6	25.4	35.9 ± 2.9
ALG3-B	2025	47.0	3.8	0.76	108.0	25.8	37.8	1.5	34.8	25.7	33.9 ± 2.4
ALG3-E	2035	44.0	2.0	0.72	333.6	55.3	97.5	1.8	78.7	35.2	49.0 ± 3.8
ALG4-1	2596	51.4	6.9	0.75	270	24.4	11.1	0.5	27.1	82.8	110.6 ± 7.7 [†]
ALG4-2	2598	41.9	1.8	0.70	289.6	19.9	55.1	2.8	33.1	72.8	104.0 ± 9.9 [†]
ALG4-3	2600	29.0	0.9	0.57	129.8	34.4	45.2	1.3	45.2	23.8	41.8 ± 9.4
FRZ1-2	4047	28.9	0.85	0.60	39.1	4.0	19.5	1.3	51.9	37.5	62.5 ± 11.8
FRZ1-3	4049	28.1	0.74	0.57	342.9	9.2	4.0	0.4	10.2	278.3	484.8 ± 106.3 [†]
FRZ1-5	4055	36.6	1.28	0.66	49.0	4.2	10.1	2.4	6.7	61.2	93.5 ± 12.3
FRZ1-6	4057	55.1	4.08	0.77	120.2	1.6	4.3	2.7	2.6	381.3	493.9 ± 34.6 [†]
FRZ1-7	4059	89.9	15.13	0.86	22.2	0.7	1.5	2.3	1.0	181.7	210.8 ± 14.8 [†]
BLN12-2-2	4175	31.6	1.26	0.57	111.6	4.8	41.0	8.5	14.9	63.5	111.0 ± 24.6 [†]
BLN12-2-4	4179	50.5	3.25	0.75	259.9	31.3	15.7	0.5	35.1	61.4	82.3 ± 4.8
BLN12-2-5	4181	36.6	1.49	0.68	250.7	14.7	28.4	1.9	21.7	96.8	142.8 ± 15.8 [†]
BLN12-2-6	4400	38.5	1.07	0.65	35.0	4.0	53.0	13.2	17.0	17.5	27.1 ± 3.8
BLN12-2-7	4402	58.3	4.45	0.80	52.9	3.3	14.6	4.4	6.8	65.1	81.9 ± 5.7
BLN12-2-8	4404	34.7	1.13	0.64	143.3	4.7	35.0	7.4	13.3	91.4	142.2 ± 20.4 [†]
BLN12-2-10	4408	33.9	0.99	0.64	277.2	3.4	27.1	8.0	10.0	233.8	363.6 ± 52.2 [†]
BLN400-2-1	4185	31.3	0.62	0.63	56.1	12.9	33.6	2.6	21.1	22.3	35.5 ± 5.7
BLN400-2-2	4187	29.0	0.73	0.55	161.1	36.4	29.4	0.8	43.6	30.7	56.2 ± 14.2
BLN400-2-3	4189	50.4	3.52	0.75	130.7	20.8	4.8	0.2	21.9	49.3	66.1 ± 4.6
BLN400-2-5	4582	34.3	0.92	0.65	40.8	16.7	17.9	1.1	21.1	16.1	24.9 ± 3.5
BLN400-2-7	4587	42.3	2.09	0.70	102.6	7.2	9.2	1.3	9.5	90.5	128.8 ± 11.6 [†]
BLN400-2-9	4591	27.5	0.56	0.60	43.5	30.2	51.9	1.7	42.9	8.5	14.1 ± 2.6
BLN400-2-10	4593	31.7	0.7	0.64	147.8	67.3	53.0	0.8	80.3	15.3	24.1 ± 3.7
TZA14-1	4443	38.8	2.31	0.68	65.1	6.5	20.3	3.1	11.4	47.9	70.5 ± 7.8
TZA14-2	4423	46.4	4.02	0.73	395.0	18.6	63.4	3.4	34.1	97.3	133.9 ± 9.6 [†]
TZA14-3	4425	63.1	6.88	0.82	61.9	12.8	23.7	1.8	18.6	27.8	34.1 ± 2.4
TZA14-4	4427	50.1	3.56	0.77	127.9	16.3	53.2	3.3	29.4	36.6	47.9 ± 3.4
TZA14-5	4429	35.3	0.89	0.68	651.9	115.1	286.3	2.5	185.3	29.5	43.5 ± 4.8
TZA28-1	3852	30.1	1.0	0.60	345.8	28.8	108.7	3.8	45.7	52.5	87.2 ± 16.3
TZA28-2	3856	42.8	2.0	0.71	307.9	64.6	20.2	0.3	46.2	36.7	52.0 ± 4.6
TZA28-3	3860	30.5	1.0	0.60	628.4	64.3	42.1	0.7	61.9	70.0	116.3 ± 21.7 [†]
TZA28-4	4231	44.4	2.95	0.71	727.9	84.7	21.1	0.2	89.9	67.1	94.6 ± 8.1
TZA28-6	4437	28.3	0.64	0.60	282.2	172.9	64.4	0.4	188.7	12.4	20.6 ± 3.8
TZA28-7	4439	46.2	2.5	0.77	346.8	65.6	77.6	1.2	84.6	34.2	44.6 ± 3.1
TZA28-8	4441	29.4	0.8	0.60	1252.7	91.4	50.1	0.5	103.7	100.3	166.3 ± 30.9 [†]
TZA28-9	4467	59.2	5.09	0.81	215.5	39.0	50.1	1.3	51.3	35.0	43.2 ± 3.0
TZA182-1	3847	29.2	1.7	0.57	493.9	18.0	37.5	2.1	21.6	151.8	267.4 ± 60.6 [†]
TZA182-2	3849	30.1	1.0	0.60	193.1	26.9	115.2	4.3	77.8	29.5	49.0 ± 9.2
TZA182-3	3852	24.2	1.7	0.50	182.7	10.6	42.8	4.0	20.9	73.0	145.0 ± 45.4 [†]
TZA182-9	4818	31.5	0.74	0.68	240.1	14	68	4.88	30.3	66.1	92.5 ± 14.4
TZA182-10	4820	46.2	2.17	0.74	331.6	19.2	40	2.18	28.8	95.5	129.6 ± 40.1 [†]
TZA182-11	4935	42.3	2.21	0.703	570.4	19.4	51.9	2.7	31.9	148.8	211.6 ± 16.9 [†]
TZA204-1	3873	56.9	4.6	0.77	19.8	17.5	15.3	0.9	14.9	7.8	10.1 ± 0.7
TZA204-2	3875	50.7	3.4	0.70	35.8	2.4	19.5	8.0	5.0	42.1	59.8 ± 5.3
TZA204-3	3877	50.9	6.2	0.81	38.5	4.0	18.5	4.6	7.5	38.0	46.6 ± 3.3
TZA204-4	3879	48.3	5.4	1.05	138.8	7.6	33.6	4.4	12.7	74.0	70.3 ± 4.9
TZA204-5	3881	45.6	2.3	0.80	98.4	15.9	94.9	6.0	32.4	21.2	26.8 ± 1.9
ARO113-1	3837	42.0	3.0	0.67	639.1	12.4	135.8	10.9	36.3	118.7	178.4 ± 21.8 [†]
ARO113-2	3841	31.4	1.2	0.59	467.8	143.9	1556.7	10.8	397.0	7.6	12.9 ± 2.6
ARO113-3	3843	42.9	1.6	0.73	47.2	15.1	47.8	3.2	18.2	14.8	20.4 ± 1.5
ARO113-4	3845	23.3	0.4	0.47	551.1	44.7	118.6	2.7	52.2	62.7	132.3 ± 47.1 [†]
ARO108-5	4459	35.5	1.24	0.62	338.1	82.1	119.7	1.5	111.4	25.3	40.7 ± 6.7
ARO108-6	4463	39.5	1.42	0.71	332.7	11.9	42.3	3.5	22.3	125.4	175.8 ± 14.5 [†]
ARO108-7	4465	27.1	0.46	0.57	371.1	20.4	92.2	4.5	43.0	72.8	128.8 ± 29.7 [†]
TOD17-1	4469	29.8	0.78	0.58	394.1	14.9	84.0	5.6	35.5	93.7	161.6 ± 34.3 [†]
TOD17-3	4471	28.8	0.62	0.58	309.2	38.7	153.6	4.0	76.4	34.1	59.3 ± 12.9
TOD17-5	4475	28.8	0.62	0.58	109.5	14.9	67.9	4.6	31.5	29.3	51.0 ± 11.1
TOD17-6	4477	27.5	0.56	0.60	64.2	6.1	55.7	9.1	19.8	27.5	45.7 ± 8.5
TOD17-7	4479	26.6	0.48	0.60	86.4	7.8	69.2	8.9	24.7	29.7	49.2 ± 9.1
TOD17-8	4483	31.1	0.91	0.56	379.5	84.5	131.3	1.6	116.7	27.2	48.3 ± 11.2
TOD17-2	4493	28.8	0.62	0.58	188.3	29.4	108.5	3.7	56.0	28.3	49.2 ± 10.7
TOD17-9	4500	31.8	0.67	0.58	127.4	110.4	82.5	0.7	130.6	8.1	13.9 ± 2.9
TOD17-11	4504	22.9	0.43	0.50	143.9	80.7	519.2	6.4	207.9	5.9	11.8 ± 3.8

TOD27-1	4552	37.7	1.33	0.63	40.1	80.6	48.5	0.6	92.4	3.6	5.7 ± 0.9
TOD27-2	4554	42.3	2.1	0.68	10.8	2.7	16.6	6.2	6.8	22.2	32.7 ± 3.6
TOD27-3	4558	22.9	0.43	0.47	26.3	10.1	38.2	3.8	19.4	11.4	24.2 ± 8.7
TOD27-4	4560	34.8	0.83	0.61	65.3	187.3	18.3	0.1	191.8	2.8	4.6 ± 0.8
TOD27-5	4562	23.0	0.7	0.46	47.2	17.2	79.4	4.6	36.7	10.8	23.3 ± 8.6
TOD27-8	4576	36.0	1.46	0.65	55.2	10.6	23.0	2.2	16.2	28.5	43.6 ± 5.8
TOD27-10	4580	32.9	0.87	0.64	32.0	9.0	39.6	4.4	18.7	14.4	22.6 ± 3.3
TOD30-2	4507	26.6	0.48	0.56	714.9	77.0	217.5	2.8	130.3	46.0	82.0 ± 19.3 [†]
TOD30-3	4512	20.7	0.24	0.50	951.0	80.7	517.5	6.4	207.5	38.8	78.3 ± 25.4 [†]
TOD30-4	4514	25.1	0.43	0.55	99.4	93.9	68.4	0.7	110.7	7.5	13.5 ± 3.4
IT05-1	3863	32.6	2.2	0.64	1493.4	39.1	311.5	8.0	85.3	109.6	170.0 ± 24.1 [†]
IT05-2	3865	57.5	4.9	0.77	53.9	4.4	32.2	7.2	8.6	36.9	48.0 ± 3.4
IT05-3	3867	50.3	3.8	0.77	2257.8	31.9	215.1	6.7	68.8	225.7	294.6 ± 20.6 [†]
IT05-4	3869	23.3	0.4	0.47	2479.4	350.0	995.2	2.8	420.6	35.0	74.6 ± 27.0
IT05-5	3871	47.9	2.8	0.76	911.8	43.0	509.7	11.9	149.6	46.1	60.4 ± 4.2
IT05-6	4516	32.9	0.87	0.68	141.8	13.8	118.1	8.6	42.7	28.1	41.4 ± 4.6
IT05-7	4518	30.5	1.04	0.60	123.1	3.7	39.4	10.5	13.4	78.0	129.5 ± 24.2 [†]
IT05-10	4526	36.6	1.49	0.68	963.5	30.0	263.4	8.8	94.6	86.4	127.4 ± 14.1 [†]
IT05-11	4528	49.8	3.02	0.75	109.8	8.2	71.6	8.7	25.7	36.2	48.5 ± 3.4
IT22-1	4532	51.8	3.36	0.79	574.7	36.8	72.7	2.0	54.6	88.1	111.0 ± 7.8
IT22-2	4536	43.4	2.44	0.71	326.8	7.4	43.6	5.9	18.1	152.9	216.8 ± 19.2 [†]
IT22-3	4538	30.1	0.96	0.60	210.8	6.6	110.9	16.8	33.8	53.2	88.3 ± 16.5
IT22-4	4540	42.9	2.28	0.68	278.3	61.9	22.0	0.4	67.3	34.3	50.3 ± 5.5
IT22-5	4542	36.6	1.49	0.66	661.5	11.5	82.1	7.1	31.6	177.1	270.4 ± 35.7 [†]
IT22-8	4550	49.0	2.78	0.72	407.1	117.9	95.1	0.8	141.2	24.0	33.4 ± 2.7

^{*}(U-Th)/He age corrected from alpha ejection, with analytical incertitude at 1 sigma (see text).

[†]Excluded higher result (see text).

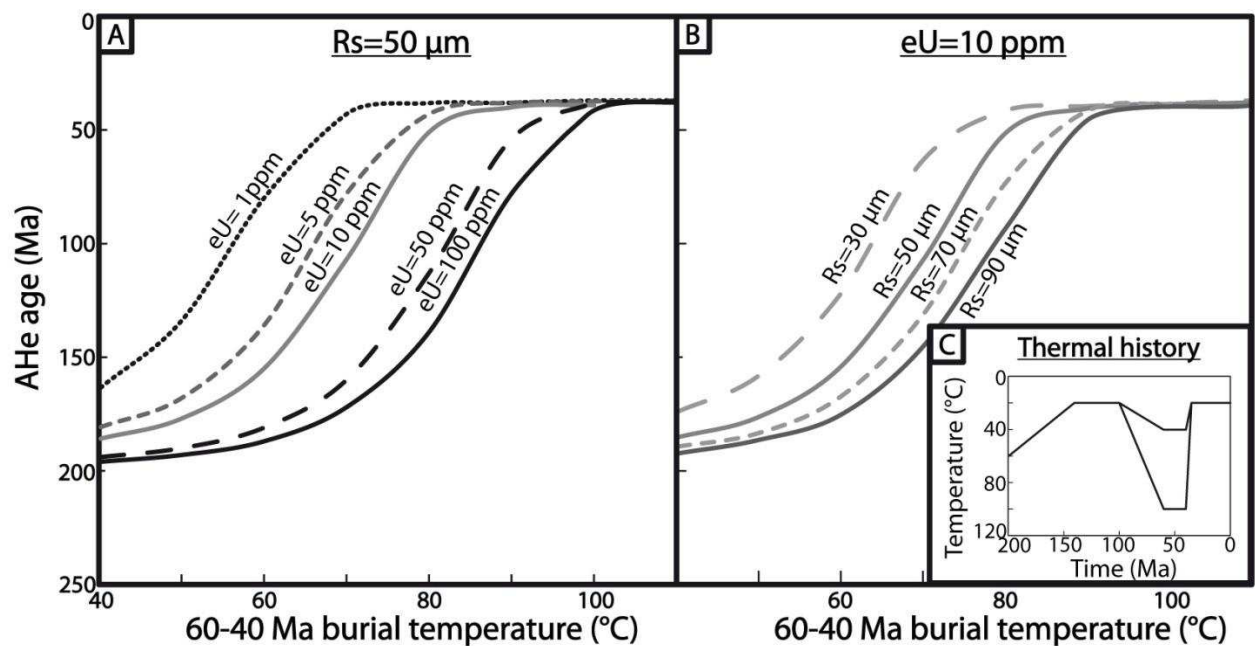


Figure S1: Simulated AHe age evolution as a function of the 60-40 Ma burial temperature for (A) several effective uranium content (eU=1, 5, 10, 50 and 100 ppm) and (B) several crystal sizes (equivalent sphere radius of 30, 50, 70 and 90 μm) for a (C) representative thermal history. Age simulations were done using non-constant He diffusion code of Gautheron et al. (2009), Gautheron and Tassan-Got (2010). See supplementary materials text for details.

Chapitre IV

Thermochronologie basse température, 2^{ème} partie : système traces de fission sur apatite

1. Introduction

Les résultats des analyses (U-Th)/He, présentés dans le chapitre précédent, nous ont permis de mieux documenter les mouvements verticaux méso-cénozoïques subis par la surface actuelle du Bouclier Touareg. Nous avons ainsi proposé que le socle du Hoggar ait été exhumé avant le début de l'activité volcanique. Cette exhumation aurait été généralisée à l'échelle du bombement, et serait intervenue avant l'Eocène Supérieur, âge des premières manifestations volcaniques cénozoïques dans le Djebel Taharaq (voir Chapitre I de cet ouvrage).

Nous avons également proposé que, étant donné la présence de sédiments crétacés à proximité de certains échantillons, les échantillons analysés (et par extension tout ou partie de la surface actuelle du Bouclier Touareg), s'ils n'affleuraient pas, étaient en tout cas proches de la surface au Crétacé. Il y avait donc nécessité d'un réchauffement ultérieur afin de justifier les âges (U-Th)/He obtenus. Nous avons ainsi proposé qu'entre le Crétacé Supérieur et l'Eocène, les échantillons précédemment exhumés aient subi un enfouissement sous une couverture sédimentaire d'une épaisseur de l'ordre du kilomètre.

Ces propositions ont engendré de nouvelles questions. Ainsi l'exhumation suggérée du socle du Bouclier Touareg au Crétacé n'a pas pu être clairement établie pour l'ensemble du Bouclier Touareg. Son âge n'a, par ailleurs, pas été contraint autrement que par des arguments géologiques (séries discordantes sur le socle de Serouenout et d'Amguid d'âge Crétacé Inférieur). Se pose également le problème de l'intégration et de la signification de cette émergence du socle dans l'histoire géologique saharienne.

Le socle a-t-il affleuré suite à une phase d'érosion succincte, érodant vite et peu, avant que les séries sédimentaires de Serouenout et d'Amguid ne se déposent ? Ou y a-t-il eu une exhumation importante, inscrite dans la durée et érodant beaucoup ? Le socle était-il à la surface depuis l'Hercynien ? On voit ici que plusieurs scénarios sont possibles en l'absence de contraintes additionnelles.

Toutefois, bien que l'on ait vu dans le Chapitre I de cet ouvrage que l'histoire post-Hercynienne du Bouclier Touareg n'était que peu contrainte, en revanche la synthèse, dans ce même chapitre, de la sédimentation Mésozoïque dans les bassins en périphérie du Bouclier Touareg permet d'apporter quelques éléments. Si dans les premiers temps du Mésozoïque, aucune information concernant la paléogéographie du Bouclier Touareg n'est disponible, en revanche cette région se dessine comme une source de matériaux détritiques à la fin du Jurassique et surtout au Crétacé Inférieur. Il semblerait en outre que cet apport en matériaux détritiques diminuerait à partir du Cénomani, traduisant une possible baisse de la topographie du Bouclier Touareg et son possible recouvrement par des séries sédimentaires.

Il semblerait donc que l'affleurement du socle au Crétacé Inférieur intervienne à la suite d'une érosion du Bouclier Touareg, entre le Jurassique et le Crétacé Inférieur. C'est dans le but de confirmer et mieux documenter ces événements qu'a été entrepris ce troisième et dernier volet de ce travail de thèse. La méthode des traces de fission sur apatite était toute indiquée : en plus d'utiliser les mêmes apatites que les analyses (U-Th)/He, elle en est également

complémentaire, permettant de confirmer les résultats AHe, de mieux les interpréter, et surtout de les enrichir en explorant des histoires thermiques légèrement plus chaudes.

En effet, si le système (U-Th)/He sur apatite nous a permis de travailler sur les températures inférieures à $\sim 80^{\circ}\text{C}$, le système traces de fission sur apatite (ou Apatite Fission Track, AFT) permet de pousser l'investigation jusqu'à $110 \pm 10^{\circ}\text{C}$ (Green et al., 1989). On étudie ainsi des périodes plus anciennes de l'histoire des roches qui affleurent actuellement, susceptibles de coïncider avec les événements pré-cénozoïques que nous essayons de contraindre.

La datation des minéraux par traces de fission est une méthode proposée initialement par Price & Walker (1963). L'âge AFT est obtenu en faisant le rapport entre, d'une part, la teneur en uranium d'un grain, et d'autre part, sa concentration en traces de fission, qui sont des défauts linéaires du cristal créés lors de la désintégration radioactive de l'uranium. Toutefois, si au cours du temps les traces de fission s'accumulent dans le cristal à un rythme défini par la loi de décroissance radioactive de l'uranium, elles sont en même temps sujettes à une cicatrisation naturelle, dont la cinétique varie fortement.

Le principal facteur de cette cinétique de cicatrisation est la température. En effet, si le grain est chauffé au-delà d'une certaine température ($110 \pm 10^{\circ}\text{C}$), alors les traces de fission sont complètement cicatrisées et l'âge AFT devient nul. On comprend alors que le système traces de fission est un système dépendant de la température, qui permet d'obtenir un âge de refroidissement, c'est donc un système thermo-chronométrique.

Cette méthode a rapidement été adaptée à l'étude de l'histoire thermique des roches, elle est désormais couramment employée dans des domaines et des contextes variés, majoritairement sur l'apatite mais également sur le zircon et le sphène, avec des domaines de températures plus élevés ($\sim 230^{\circ}\text{C}$ et $\sim 300^{\circ}\text{C}$ pour le zircon et le sphène, respectivement).

Ce quatrième chapitre va s'appliquer à décrire tout d'abord la méthode employée, avant de faire une synthèse des données déjà publiées concernant la zone saharienne, puis de présenter nos nouveaux résultats et enfin d'en faire une interprétation.

2. Méthodologie

2.1 Principe théorique, acquisition et calcul de l'âge AFT

La fission spontanée de l' ^{238}U (et de l' ^{235}U et du ^{232}Th dans une moindre mesure), intégré à l'état de traces dans le réseau cristallin de l'apatite, libère deux particules (ou « fragments de fission ») ainsi que des neutrons et environ 200 MeV, exprimés sous forme d'énergie cinétique. Les deux fragments de fission sont expulsés dans deux directions diamétralement opposées, et vont traverser le réseau cristallin sur une distance caractéristique, provoquant une désorganisation linéaire du réseau cristallin par interaction électrostatique, dite « trace de fission ». Si ces défauts cristallins ont été initialement décrits dans les années 50 (Young, 1958 ; Silk & Barnes, 1959) leur formation n'a été clarifiée que plus tard (Fleischer et al. 1975).

Comme ces défauts sont liés à la désintégration de l'uranium, ils vont s'accumuler dans le cristal à un rythme défini par les lois de désintégration des radionucléides. Il est ainsi proposé par Price & Walker (1963), que le rapport entre la quantité de traces de fissions et la concentration en ces éléments permette de calculer un âge. Les premières applications à des cas concrets ont rapidement suivi (Naeser, 1967), mais c'est plus tard qu'a été mise en évidence la forte dépendance thermique de ce chronomètre (Wagner & Reimer, 1972). De nombreuses études se sont ensuite succédées afin d'améliorer et de développer la méthode des traces de fission, principalement sur l'apatite mais également sur le zircon ou le sphène.

Plusieurs méthodes existent pour acquérir des âges traces de fission sur apatite, mais la majorité des études actuellement emploient celle dite du « détecteur externe » (Figure IV.1). C'est la méthode que nous avons employé, et en voici une description détaillée.

La fraction lourde d'un échantillon (le processus de séparation de la fraction lourde est détaillé dans les Annexes de cet ouvrage) est visualisée à la loupe binoculaire, afin de rechercher les grains d'apatites adéquats. Les critères sont moins sélectifs que ceux du protocole (U-Th)/He, la présence d'inclusions n'étant pas rédhibitoire. Les grains choisis sont manipulés à l'aide d'une aiguille ou d'une pince fine et sont déposés sur une couche d'araldite au fond d'un moule cylindrique (25 mm de diamètre). On essaye généralement de sélectionner une centaine de grains, ce qui maximise les chances d'avoir des grains de bonne qualité pour la future étape du comptage des traces de fission.

Le moule est ensuite rempli de résine époxy, avant d'être poli. Nous avons utilisé des papiers abrasifs de 600, 1200 afin d'abraser les grains et révéler leur intérieur. La finition du polissage est réalisée à partir de poudre de diamant de 3 puis $1\mu\text{m}$. Une fois le polissage validé par un contrôle au microscope en lumière réfléchie, les plots subissent une attaque acide qui a pour but de révéler les traces de fission, invisibles jusqu'ici. Cette étape doit être réalisée très rigoureusement car la taille des traces de fission, qui fait l'objet de mesures (présentées plus loin), est directement reliée à la durée de l'attaque. Les plots de résines sont plongés dans du HNO_3 à 5M pendant 20 secondes, à une température ambiante de 20°C .

On fixe par la suite une feuille de muscovite sur le plot, en contact direct avec les apatites. Les couples apatites + muscovite sont superposés dans des « navettes », pour envoi à l'irradiation.

Préalablement y sont également disposés des dosimètres, qui vont permettre d'estimer le niveau d'irradiation de la navette (il y en a généralement trois par navette, en haut, au centre et en bas). Ils sont constitués de plaques de verre de composition chimique définie (type Corning CN5 7146, avec une teneur en U de 12.17 ppm), sur lesquelles on installe également une feuille de muscovite. La navette est envoyée à un réacteur nucléaire de recherche pour être irradiée par des neutrons thermiques. Les atomes de ^{235}U contenus dans les apatites, ainsi que dans les verres dosimètres CN5, vont alors fissionner et de ce fait générer de nouvelles traces de fission, qui vont être enregistrées dans les feuilles de muscovite adjacentes. On parlera de traces « induites », par opposition aux traces de fission générées naturellement par le grain lors de son histoire, dites traces « spontanées ».

Les couples apatite-muscovite et détecteur-muscovite sont ensuite désolidarisés, et les feuilles de muscovite sont soumises à une attaque acide afin de révéler les traces de fission (HF à 40% pendant 20 minutes à 20°C). Les plots d'apatite et leurs muscovites associées sont ensuite montés côte-à-côte sur une lame mince, de manière à ce qu'il y ait symétrie axiale entre les apatites d'un côté, et leurs empreintes dans la feuille de muscovite de l'autre.

La lame mince est observée à l'aide d'un microscope métallogénique (Leica DMLM, grossissement x1000, lumière transmise et réfléchi), associé à une platine motorisée Kinetek et à un ordinateur équipé du logiciel FT Stage (Dumitru, 1993). Un âge AFT est généralement basé sur le comptage d'une vingtaine de grains, moins de grains impliquant de trop fortes incertitudes, et plus qu'une vingtaine n'étant que rarement nécessaire. Une sélection des grains les plus adéquats est donc effectuée parmi les grains coulés dans le plot de résine (qui peuvent être jusqu'à une centaine). Les critères de choix sont : le positionnement (l'axe c du grain doit être parallèle à la surface polie), la taille, la clarté, et la quantité de traces (trop ou pas assez rendent le comptage difficile).

A l'aide de quadrillages dans les oculaires du microscope (carrés de 10 μm de côté pour le grossissement x1000), on définit une surface de comptage dans le grain (souvent au centre, évitant ainsi les zonations de bordure), où toutes les traces sont comptabilisées, ce qui permet de définir une densité de traces spontanées ρ_s . Ensuite, on retrouve l'empreinte du grain dans la feuille de muscovite (par symétrie axiale, assisté par l'ordinateur via la platine motorisée) et on compte le nombre de traces induites pour une surface identique, à la même position dans le grain, ce qui permet d'obtenir une densité de traces induites ρ_i . Les muscovites contenant l'empreinte des dosimètres CN5 sont également comptées. Leurs densités de traces respectives ρ_d sont estimées à partir d'une moyenne de 100 surfaces de 100 carrés (de 10 μm de côté) chacune.

Les traces de fission ont des caractéristiques particulières, qui permettent de les distinguer des éventuels défauts cristallins (Laslett et al., 1984). Elles sont linéaires, de longueur inférieure à 20 μm , ne montrent pas d'orientation préférentielle, et recoupent la surface polie. Malgré ces critères objectifs, les opérations de comptage relèvent de l'expérience propre de l'utilisateur, chacun ayant sa propre appréciation du comptage. Pour harmoniser les mesures est donc introduit le facteur de calibration ζ , propre à chaque utilisateur (Hurford & Green, 1982, 1983). Il s'agit en réalité d'une constante sans unité, intégrée dans le calcul de tout âge AFT,

qui varie généralement entre 300 et 400. Elle intègre différents facteurs mal définis ou difficiles à déterminer, tels que la section de capture neutronique lors de l'irradiation, la constante de fission de l'U, ou encore le facteur de qualité prenant en compte les conditions d'attaque.

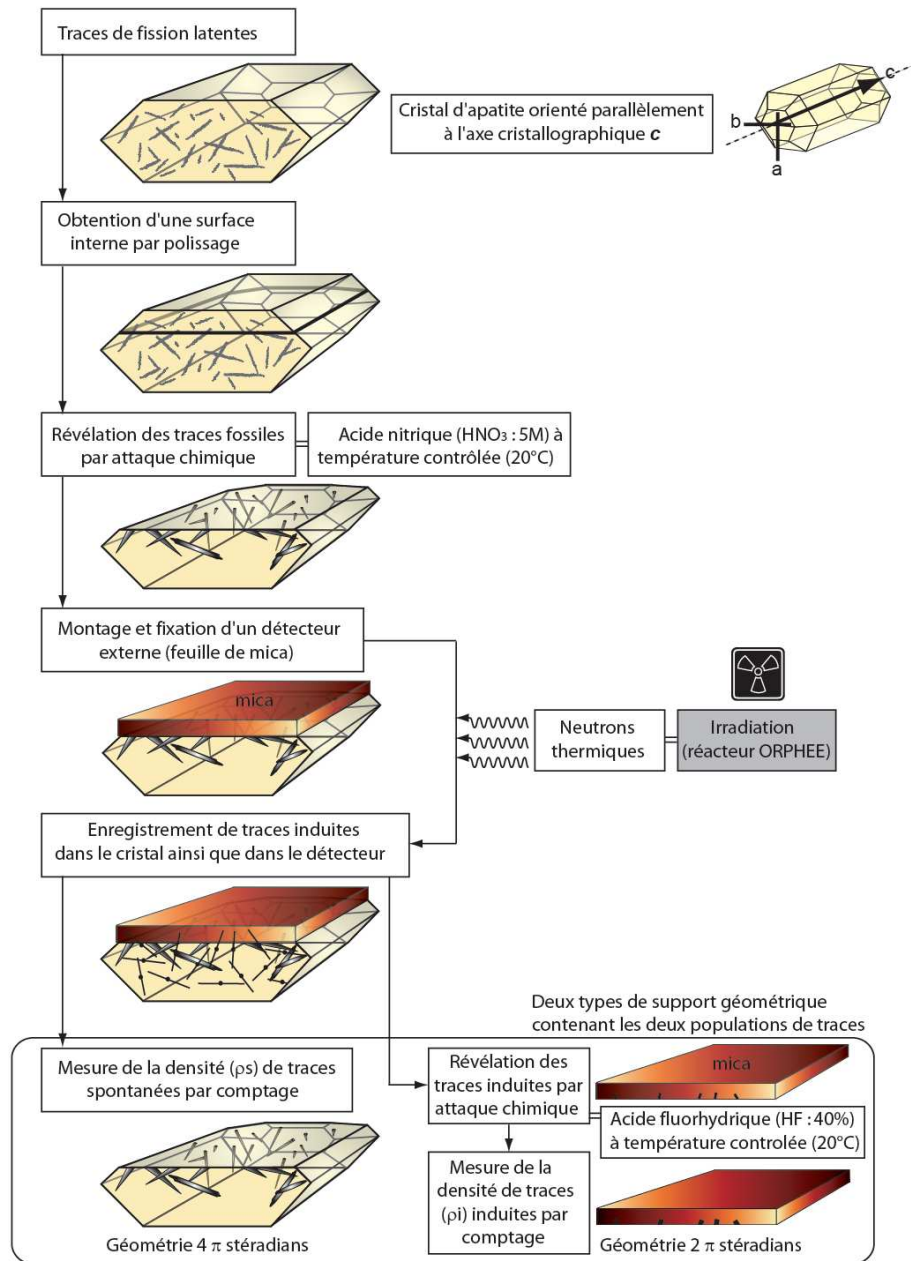


Figure IV.14 - Protocole analytique de la méthode de datation du "détecteur externe" (Bour, 2010).

Sa détermination, préalable à la formation d'un nouvel utilisateur, est effectuée à partir du comptage d'échantillons standards, d'âges connus, conformément aux recommandations de l'I.U.G.S. (Hurford, 1990). Il est préconisé l'utilisation de deux standards minimum, issus de trois irradiations différentes, pour obtenir une valeur moyennée reproductible pour les futures

analyses de l'utilisateur. Le facteur ζ utilisé dans cette étude a été calculé à partir de dix standards, dans cinq irradiations différentes (Tableau IV.1). On peut voir que les différents ζ varient approximativement entre 300 et 430, variations qui peuvent être expliquées par des différences de morphologie et d'irradiation des standards utilisés ou, et cela reste une possibilité difficilement contraignable, par une inconstance problématique de l'utilisateur.

Irradiation	Standard	$\zeta \pm 1\sigma$
JOC1	Durango	327 ± 22
	Fish Canyon Tuf	296 ± 21
JOC5	Durango	412 ± 35
	Fish Canyon Tuf	433 ± 37
JOC3	Durango	303 ± 33
	Fish Canyon Tuf	420 ± 29
Janvier 1996	Durango	330 ± 22
	Fish Canyon Tuf	323 ± 23
Septembre 1996	Durango	299 ± 20
	Fish Canyon Tuf	304 ± 22
ZETA moyen		330 ± 14

Tableau IV.1- Détermination du facteur ZETA personnel

Parallèlement aux mesures des densités ρ_s et ρ_i de chaque grain, il est également nécessaire d'estimer la capacité de dissolution de chaque cristal. Pour ce faire, on mesure la taille moyenne des intersections entre les traces de fission et la surface de polissage, appelées « etch pits », qui sont les voies d'accès de l'acide lors de l'attaque. Cinq mesures de la longueur et de la largeur du trou sont généralement menées, afin de calculer des moyennes. Le terme D_{par} désigne la valeur moyenne de la longueur des etch pits, tandis que le terme D_{per} désigne leur largeur moyenne.

Pour chaque grain, on a ainsi défini les trois densités de traces nécessaires pour le calcul de l'âge AFT : ρ_s (densité de traces spontanées dans les cristaux d'apatites), ρ_i (densité de traces induites) et ρ_d (densité de traces sur un dosimètre virtuel placé au même niveau que l'échantillon dans la navette ; calculée en fonction de la position relative de l'échantillon par rapport aux trois dosimètres). Ces valeurs permettent de calculer l'âge AFT du grain considéré, selon la formule suivante, adaptée à la calibration ζ et à la méthode du détecteur externe (Hurford & Green, 1982):

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left(\frac{\rho_s}{\rho_i} \cdot \lambda_\alpha \cdot \rho_d \cdot g \cdot \zeta + 1 \right)$$

Avec :

- t : âge trace de fission AFT (Ma)
- λ_α : constante de désintégration par radioactivité α de l' ^{238}U ($1,551 \times 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$)

- ρ_s : densité de traces de fission spontanées (cm^{-2})
- ρ_i : densité de traces de fission induites (cm^{-2})
- ρ_d : densité de traces de fission induites sur le dosimètre (cm^{-2})
- g : facteur géométrique
- ζ : paramètre de calibration personnel de l'utilisateur (sans unité)

Ce calcul sera répété pour chaque grain compté. On utilise ensuite ces différents âges individuels pour conférer un âge unique à l'échantillon, à l'aide de traitements statistiques. Trois méthodes sont possibles : l'âge moyen, l'âge groupé, et celle de l'âge central.

L'âge moyen (mean crystal age) correspond à la moyenne des âges individuels de chaque grain (Green, 1981). L'âge groupé (pooled age) est calculé en sommant toutes les traces observées dans les cristaux et en considérant une teneur en U correspond à la moyenne des cristaux (Green, 1981). Enfin, l'âge central (central age), est une moyenne inversement pondérée de l'écart à l'âge moyen (Galbraith & Laslett, 1993). Cette méthode de calcul est la plus employée aujourd'hui car elle permet de minimiser l'impact d'une trop forte dispersion des âges individuels de chaque grain.

Tout âge AFT est généralement accompagné d'une valeur, appelée dispersion ou erreur relative (relative error, R.E.) qui exprime la distribution des âges individuels autour de l'âge moyen. Une valeur de plus de 15% traduit une distribution non homogène des âges individuels et l'incohérence de l'âge AFT.

Un autre test statistique est également employé : il s'agit du test du χ^2 (Green, 1981), qui compare les âges individuels à des âges théoriques calculés à partir de l'âge moyen. La probabilité associée à ce test ($P(\chi^2)$) est utilisée : on considère qu'en dessous de 5% de probabilité, les âges individuels sont trop dispersés et l'âge moyen calculé n'a pas de sens.

Les résultats peuvent également être représentés graphiquement par le diagramme radial (Galbraith, 1988, 1990 ; Figure IV.2). Ces représentations, que nous avons réalisées en utilisant le logiciel RadialPlotter (Vermeesch, 2009), utilisent les grandeurs précédemment citées mais également l'erreur σ de chaque grain, telle que :

$$\sigma_j = \frac{\left(\frac{1}{N_{sj}} + \frac{1}{N_{ij}} + \frac{1}{N_d}\right)}{2}$$

Avec :

- σ_j : erreur sur le grain j considéré
- N_{sj} : nombre de traces spontanées du grain j
- N_{ij} : nombre de traces induites du grain j
- N_d : nombre de traces sur le dosimètre

La courbe à droite représente l'échelle des temps, en logarithme et en Ma, et est centrée sur l'âge central de l'échantillon. Les points, qui représentent les différents cristaux datés d'un même échantillon, sont placés sur des cordes liant le point zéro sur l'axe vertical de gauche et

leur âge sur la courbe de droite. Dans la Figure IV.2, un grain présentant un âge individuel de 110 Ma sera par exemple placé sur une ligne horizontale. En revanche, un âge individuel éloigné de l'âge central sera placé sur une ligne haute (âge ancien) ou basse (âge jeune).

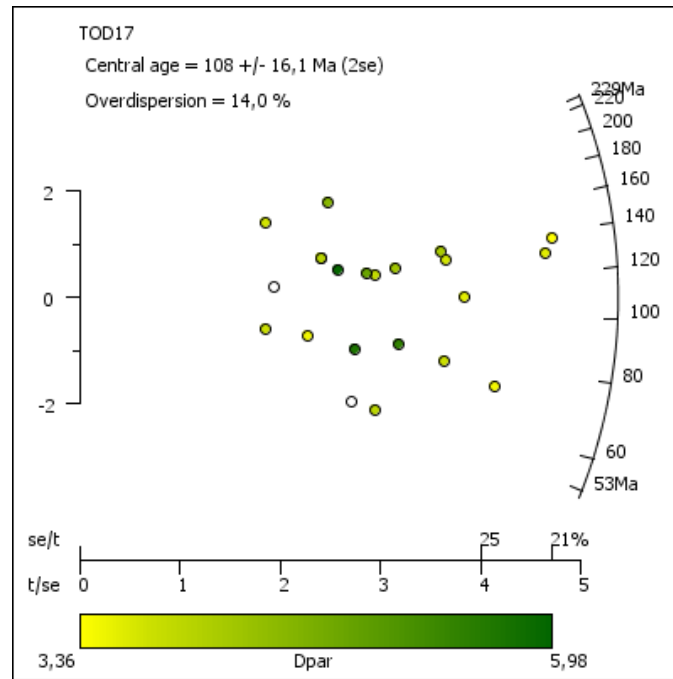


Figure IV.2 – Exemple de diagramme radial. Voir description dans le texte.

Bien que les points appartiennent à une corde qui correspond à leur âge, leur abscisse au sein de cette corde peut varier. L'abscisse est définie à l'aide de l'axe horizontal inférieur. Cet axe est gradué (en bas) de 0 à $1/\sigma_{jmax}$, σ_{jmax} étant l'erreur σ_j la plus forte de toute la population de grains. En haut, il est gradué en pourcentage, et traduit l'erreur relative. Ainsi un grain peu précis (σ_j proche σ_{jmax}) sera placé à gauche du diagramme, donnant l'impression de pouvoir être projeté sur une large gamme d'âges sur l'axe de droite. Au contraire, un grain précis (σ_j faible) sera placé sur la droite du diagramme, ne laissant que peu de doutes sur sa projection sur la courbe des âges de droite.

L'axe vertical de gauche est gradué de +2 à -2, autour de la valeur zéro qui sert de point d'origine aux cordes sur lesquelles sont placés les points. Ce chiffre correspond à $(t_j - t_c)/\sigma_c$, avec t_j l'âge individuel, t_c l'âge central, et σ_c l'écart type de l'âge central. Ainsi, tous les points compris entre les lignes horizontales +2 et -2 (c'est le cas de presque tous les points dans la Figure IV.2) ont des âges individuels compris dans les 2σ de l'âge central. Si des grains sortent de cet intervalle, alors on considère que la population de grains est dispersée, et que l'âge AFT est incohérent (au même titre qu'une valeur de $P(\chi^2)$ inférieure à 5%).

Enfin, certains logiciels de dessin des diagrammes radiaux permettent de conférer une couleur à chaque point, qui correspond au Dpar du grain considéré. Cela permet, lors des interprétations (détaillées plus loin), de juger de d'éventuelles corrélations entre le Dpar, l'âge ou l'erreur des grains.

2.2 Les longueurs de traces confinées

En plus de l'âge sensu stricto, le système AFT permet l'acquisition d'un deuxième type de donnée : les statistiques de longueurs de traces. Ce type de mesure ne peut pas être effectué sur les mêmes traces que celles utilisées pour l'acquisition de l'âge AFT, car ces dernières recoupent la surface polie et voient donc une partie de leur longueur amputée. En revanche, certaines traces ne recoupant pas la surface polie peuvent traverser ou être traversées par une voie d'accès à la surface (une autre trace de fission, track in track, TinT ; ou un défaut du cristal, track in cleavage, TinCLE ; Bhandari et al., 1971), l'acide peut alors les atteindre et les révéler. On parle alors de traces confinées, dont la mesure de la longueur est possible, à condition toutefois qu'elles soient parallèles à la surface (ce qui se vérifie facilement en faisant varier le focus du microscope). D'après Barbarand et al., 2003, seules les TinT doivent toutefois être utilisées.

La longueur d'une trace de fission confinée dépend de deux facteurs : son orientation dans le grain, et son taux de cicatrisation.

L'orientation dans le grain est importante car la dissolution par l'acide, qui permet la révélation des traces, n'est pas isotrope car elle est fonction de l'agencement atomique du cristal (prisme droit à base hexagonale, allongé suivant l'axe c). Cela implique que les traces parallèles à l'axe c sont plus fines et longues par rapport aux traces perpendiculaires à l'axe c (Green & Durrani, 1977). Pour cette raison, on mesure systématiquement l'angle entre l'axe c et toute trace confinée.

L'autre facteur expliquant la disparité des longueurs de traces confinées, et qui justifie leur mesure, est leur taux de cicatrisation. En effet, la longueur d'une trace de fission est maximale lorsque celle-ci est générée. Mais comme l'apatite tend naturellement à cicatrifier les défauts de sa maille cristalline, la taille de trace de fission diminue avec le temps. Ainsi dans un même cristal on trouve des traces plus ou moins longues, suivant leur taux de cicatrisation respectif. Une centaine de traces confinées est généralement mesurée pour chaque échantillon, ce qui permet de dresser un histogramme de population représentatif. Comme la température est directement facteur de la cinétique de cicatrisation, ces données vont permettre de réaliser des modélisations de l'histoire thermique (voir paragraphe suivant).

Les mesures sont assistées par ordinateur, et effectuées à l'aide d'une tablette à dessin, et d'une souris faisant office de pointeur visible au microscope (le signal lumineux passant à travers un tube à dessin, Figure IV.3). On estime la précision de la mesure à $\sim 0.1 \mu\text{m}$. Contrairement au comptage des traces et son facteur ζ , l'estimation des longueurs ne passe pas par une calibration strictement codifiée. Des études ont d'ailleurs montré des écarts significatifs entre des utilisateurs (Miller et al., 1990 ; Miller et al., 1993 ; Ketcham et al., 2009), ce qui demeure problématique.

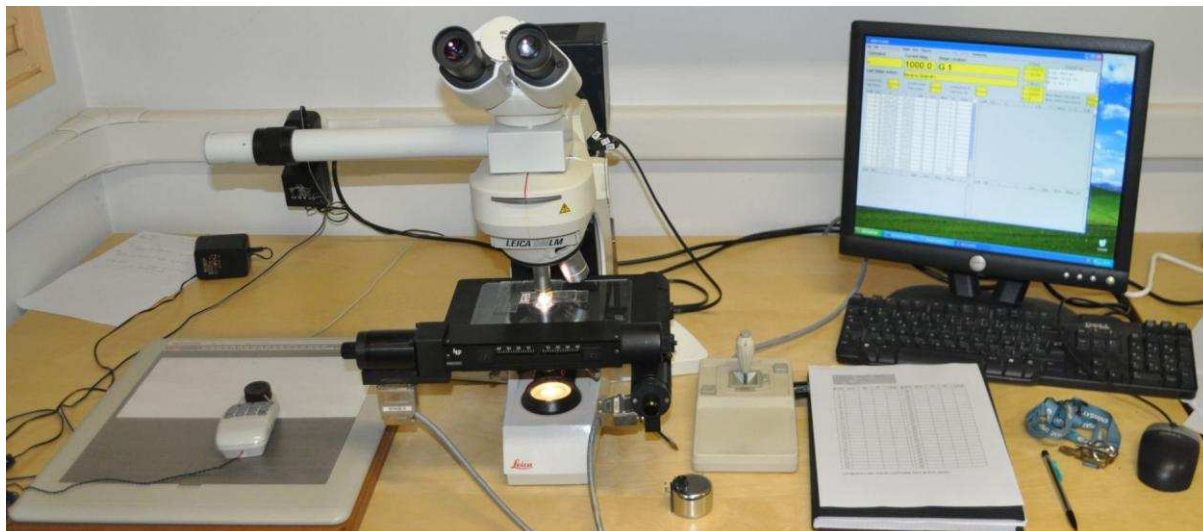


Figure IV.3 - Dispositif de comptage; de gauche à droite : tablette à dessin, souris-pointeur, microscope avec platine motorisée et tube à dessin, joystick de commande de la platine, ordinateur.

2.3 Signification et interprétation des données

La maille cristalline de l'apatite tend naturellement à cicatriser (ou « recuire ») ses défauts. Ce processus diminue continuellement la taille des traces de fission, dès leur apparition et jusqu'à leur disparition (disparition qui modifie alors le rapport traces/uranium et donc l'âge AFT). L'âge AFT ne représente donc pas l'âge absolu de l'échantillon, mais en quelque sorte l'âge absolu divisé par l'intégrale de cette réaction de recuit, depuis la cristallisation du grain daté jusqu'à aujourd'hui. Les statistiques de longueurs de traces confinées, elles, sont des indicatrices directes des taux de recuit qu'on subi les différentes traces de fission dans le grain (voir ci-dessus).

Le principal facteur contrôlant la cinétique de la cicatrisation est la température, et c'est ce qui confère le rôle de thermo-chronomètre à la méthode AFT. Toutefois la composition chimique du grain peut également accélérer ou ralentir la cicatrisation. Enfin d'autres facteurs rentrent également en ligne de compte, mais ils restent aujourd'hui peu pris en compte : l'altération (Fleischer et al., 1975), ou encore la pression (Wendt et al., 2002 ; Kohn et al., 2003 ; Vidal et al., 2003).

a- La température :

La température est le principal facteur modifiant la cinétique de cicatrisation des traces de fission. Trois principaux domaines de températures ont été définis :

En dessous de 60°C, le recuit est si ralenti qu'il en devient négligeable à l'échelle des temps géologiques. On parle de zone de rétention totale des traces de fission (ZST).

Entre 60°C et 110°C, la cicatrisation est effective, mais pas suffisamment pour supprimer les traces et remettre à zéro l'âge AFT de manière immédiate (à l'échelle temporelle géologique, s'entend). On parle alors de zone de rétention partielle (ZRT ; ou Partial Annealing Zone, PAZ).

Au-delà de 110 ± 10 °C (Gallagher et al., 1998), la cinétique de cicatrisation est telle que toutes les traces de fission sont entièrement cicatrisées. On dit alors que le système AFT est « ouvert », et que cette limite de température de 110 ± 10 °C constitue la « température de fermeture » du système AFT (Dodson, 1973). Cette gamme de température correspond à la zone de non rétention des traces de fission, (ZNR).

b- La composition chimique des grains :

Les limites de ces trois domaines (~60 et ~110°C) peuvent toutefois être modifiées par la composition chimique du grain. Cette influence a été initialement proposée par Gleadow & Duddy (1981). A la suite d'autres études, il s'avère que les apatites riches en chlore seraient plus résistantes à la cicatrisation que celles riches en fluor, faisant du rapport Cl/F un indicateur important à considérer (Green et al., 1986). Le Sr, les terres rares, le Mn ou la substitution au Ca^{2+} modifieraient également la cinétique de cicatrisation, mais dans des proportions moindres.

Cette dépendance de la cicatrisation à la chimie des apatites a des implications lors de l'interprétation des résultats AFT. En effet il peut être parfois difficile de définir si des différences de mesures entre deux échantillons tiennent à des variations de chimie, ou à une histoire thermique différente. Par ailleurs, une chimie hétérogène des grains au sein d'un même échantillon (ce qui est fréquent dans les roches détritiques puisque les grains sont d'origines variées) peut influencer les résultats en générant de la dispersion.

Contraire la composition chimique de chaque grain daté est donc nécessaire pour interpréter pleinement les résultats AFT. A moins d'opter pour une analyse systématique de tous les grains (à la microsonde électronique, par exemple), ce qui est relativement contraignant, le Dpar peut être utilisé pour estimer la composition chimique des grains. Il a en effet été proposé par Barbarand et al. (2003) que ce soit en influant sur les paramètres de la maille cristalline que la composition chimique (et en particulier le chlore) modifie la vitesse de cicatrisation ; et que le Dpar pouvait être un moyen rapide d'estimer cet effet (Figure IV.4). Toutefois le lien entre le Dpar et le taux de chlore dans le grain reste contesté (Green et al., 2005).

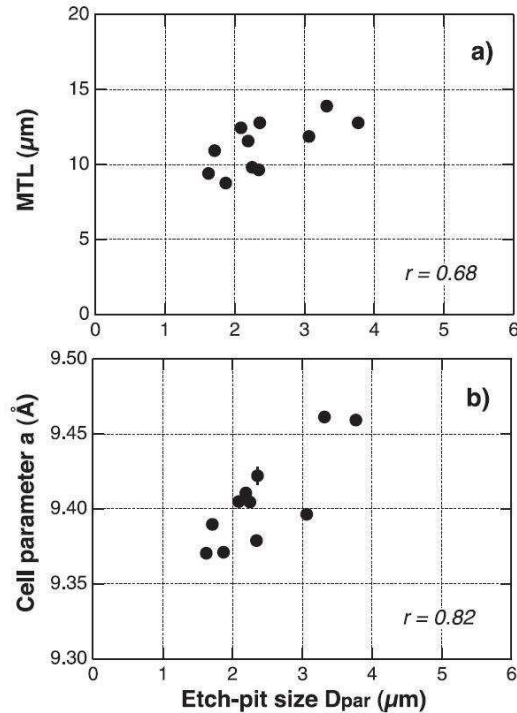


Figure IV.4 – Relations entre le D_{par} et (a) la taille moyenne des longueurs de traces après une chauffe de 320°C pendant 10 heures (b) les paramètres de maille cristalline (Barbarand et al., 2003). On peut voir qu'un D_{par} élevé est associé à des traces longues, ce qui traduit une cinétique de recuit ralentie.

c- Interprétation des résultats :

La méthode des traces de fission sur apatite est un outil utilisé pour reconstruire les histoires thermiques des roches, via l'interprétation et la modélisation de ses résultats.

Comme on l'a vu, un âge AFT ne correspond pas à l'âge absolu de la roche, c'est une intégrale de son histoire thermique, modulée par sa composition chimique. Il en découle que d'un même âge AFT peuvent résulter plusieurs histoires thermiques très différentes. Par exemple, si dans un contexte de refroidissement rapide (chaîne active ou forts bombements où l'exhumation est importante) l'âge AFT correspond généralement à l'âge de franchissement de la PAZ, le cas des changements de température lents et/ou polyphasés est plus complexe.

La figure IV.5 illustre la difficulté d'interpréter un âge AFT sans les longueurs de traces confinées : les quatre histoires thermiques, pourtant très différentes, produisent le même âge AFT de 100 Ma. L'addition à l'âge AFT de mesures de longueurs de traces de fission confinées permet en revanche de distinguer nettement les quatre histoires thermiques :

Le trajet temps-température rouge montre un refroidissement rapide, centré autour de 100 Ma. Les traces confinées montrent une population peu dispersée, et longue (moyenne de $14.07 \pm 1.16 \mu m$). Cela traduit le fait que les traces de fission générées avant le refroidissement étaient immédiatement cicatrisées, puisque l'échantillon se trouvait en zone de non rétention ($> 110^\circ C$). Les traces mesurées sont donc celles générées après le refroidissement, et étant donné

que l'échantillon était alors à 20°C, la cicatrisation n'a été que très peu effective. Ce type d'histogramme étroit est dit « d'apatite volcanique » (Gleadow et al., 1986).

L'histoire thermique jaune montre un refroidissement graduel, débutant à 300 Ma et se finissant à l'actuel. Par rapport à un refroidissement rapide (trajet rouge), l'histogramme de longueur de traces est plus distribué, et les traces sont légèrement plus courtes (moyenne de $12.73 \pm 2 \mu\text{m}$). Cela s'explique par le fait qu'à partir de ~180 Ma, la température devient plus faible que 110°C, donc les traces commencent à s'accumuler, mais elles continuent malgré tout d'être cicatrisées. On a donc une gamme importante de longueurs, les plus courtes ayant été formées peu après 180 Ma, les plus longues plus récemment. Ce type d'histogramme plus distribué est dit « d'apatite de socle » (Green et al., 1989).

Les deux autres trajets températures montrent des populations avec 2 pics : on les dit bimodales. Ce type d'histogramme, plus complexe, est dit de « type mixte » (Gleadow et al., 1986). Le trajet vert montre un refroidissement rapide à 280 Ma, suivi d'un réchauffement qui ne dépasse pas 80°C mais qui s'étale entre 150 Ma et l'actuel. La population de longueurs de traces confinées est bimodale, avec une population centrée à ~14 μm , et une autre, mineure, à ~8 μm . La population principale (~14 μm) correspond aux traces acquises durant le réchauffement. La deuxième population à 8 μm correspond à toutes les traces générées entre 280 et 150 Ma, lorsque la cicatrisation était quasi nulle. Ainsi, à 150 Ma, ces traces formaient alors une importante population peu dispersée, sensiblement similaire à la population rouge (14 μm). Mais comme elles ont ensuite été réchauffées, le pic de population s'est déplacé de 14 à 8 μm .

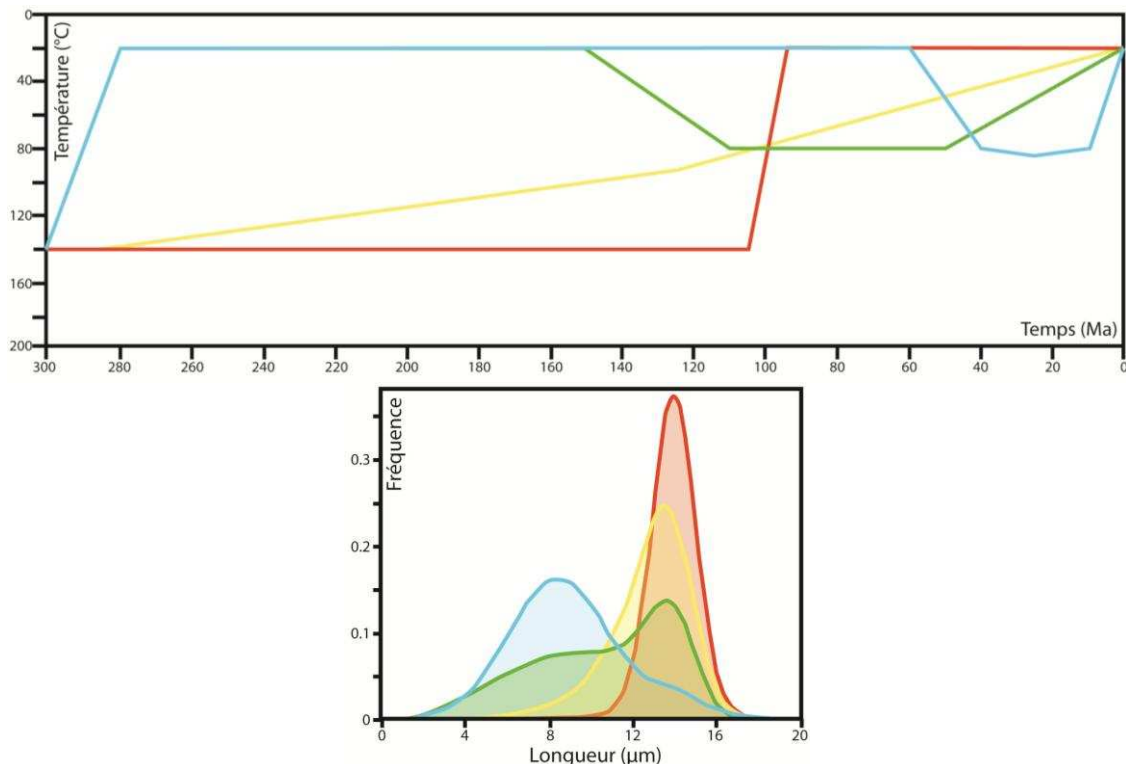


Figure IV.5 – Exemple théorique de quatre histoires thermiques montrant toutes le même âge AFT de 100 Ma, avec en haut le trajet temps-température et en bas l'histogramme de longueurs de traces confinées associé à cette histoire thermique (détails dans le texte).

Le trajet bleu a des caractéristiques proches du vert : refroidissement rapide à 280 Ma, et réchauffement tardif. Toutefois ici le réchauffement intervient plus tard. En ce qui concerne les longueurs de traces, la même démarche que pour le trajet vert peut être appliquée, cependant la population à 8 μm est plus présente que la population à 14 μm . Cela s'explique par le fait que la période « froide » entre 280 Ma et le réchauffement a été plus longue dans le trajet bleu que dans le vert. De fait, le pic à 8 μm est plus prononcé. En ce qui concerne le pic à 14 μm , étant donné que la phase de réchauffement a été plus courte, la population est réduite.

On voit donc que les données AFT, surtout lorsqu'elles comprennent des statistiques de longueur de traces confinées, enregistrent remarquablement les histoires thermiques des roches. Les nombreuses études menées depuis bientôt 30 ans ont largement théorisé le fonctionnement de ce système thermo-chronométrique. Il est ainsi désormais possible de réaliser des inversions qui permettent, en utilisant les données mesurées, de modéliser l'histoire thermique qu'ont subies les apatites.

Plusieurs modèles théoriques existent actuellement (Laslett et al., 1987 ; Crowley et al., 1991 ; Laslett & Galbraith, 1996 ; Ketcham et al., 1999 ; Ketcham et al., 2007). Ils utilisent toute la gamme de données mesurables (densités de traces spontanées ρ_s et induites ρ_i , Dpar, ζ , ρ_d , longueur et orientation des traces confinées) qu'ils relient à une histoire thermique à l'aide d'équations. Ces équations sont intégrées dans des suites logicielles : HeFTy (Ketcham, 2005) et QTQT (Gallagher, 2012) sont les logiciels les plus utilisés aujourd'hui. En plus des données AFT, ils permettent également de prendre en compte des résultats issus d'autres méthodes de reconstruction de l'histoire thermique, comme l' (U-Th)/He ou encore la réflectance de la vitrinite.

2.4 – Protocole de modélisation

Dans le cadre de ce travail, les modélisations inverses des données AFT ont été menées à l'aide du logiciel HeFty (Ketcham, 2005). Une fois les données mesurées entrées dans le logiciel, celui-ci simule une gamme d'histoires thermiques aléatoires. La méthode est de type Monte Carlo, et l'utilisateur peut définir le nombre n de chemins temps-température testés (un plus grand nombre affinera les résultats, mais le temps de calcul sera plus long). Pour chaque chemin testé, le logiciel calcule une gamme de données (âge AFT, longueur de traces confinées) afin de pouvoir les comparer aux données mesurées et juger de la pertinence du chemin temps-température.

Pour le calcul de données AFT, le logiciel utilise le ζ de l'utilisateur, ρ_d , N_d , N_s , N_i et le Dpar de chaque grain. Lorsqu'elles sont disponibles, les longueurs de traces confinées, leur angle avec l'axe c et le Dpar de leur grain sont utilisés. Le modèle de cicatrization des traces de fission utilisé est celui de Ketcham et al. (2007). L'estimation de la taille initiale de la longueur (L_0) est faite à l'aide de la formule de Carlson et al. (1999) :

$$L_0 = 15.63 + 0.238 \text{ Dpar}$$

Ces simulations sont comparées aux mesures réelles par le test du Goodness of Fit (G.O.F) qui compare les données calculées aux données mesurées. Ces tests permettent de classer chaque chemin temps-température simulé par le logiciel en trois catégories : mauvais (bad fit), acceptable (acceptable fit) et bon (good fit). La première catégorie correspond aux histoires thermiques où l'un des tests est inférieur à 0.05. La deuxième catégorie est constituée des chemins temps-températures présentant des tests statistiques tous supérieurs à 0.05. La troisième catégorie correspond aux histoires thermiques présentant une valeur moyenne de G.O.F supérieures à 0.5, et une valeur minimale égale à $1/(N+1)$, où N est le nombre des tests. Par exemple, pour une inversion de 2 âges AFT avec longueurs et 1 âge AHe, 5 tests du G.O.F seront lancés, et pour que le chemin testé soit considéré comme « bon », il faudra que la moyenne des cinq tests soit supérieure à 0.5 et qu'aucun test ne soit plus faible que 0.16.

Le logiciel permet de forcer des caractéristiques des histoires thermiques testées, à l'aide de contraintes. Ces contraintes sont des parallélogrammes, qui permettent de cibler une période et une gamme de température. Chaque chemin temps-température doit passer en au moins un point de toutes les contraintes, il n'est pas obligé d'y être entièrement intégré, ce qui nécessite de multiplier ces contraintes si l'on veut par exemple forcer l'âge d'un refroidissement (Figure IV.6).

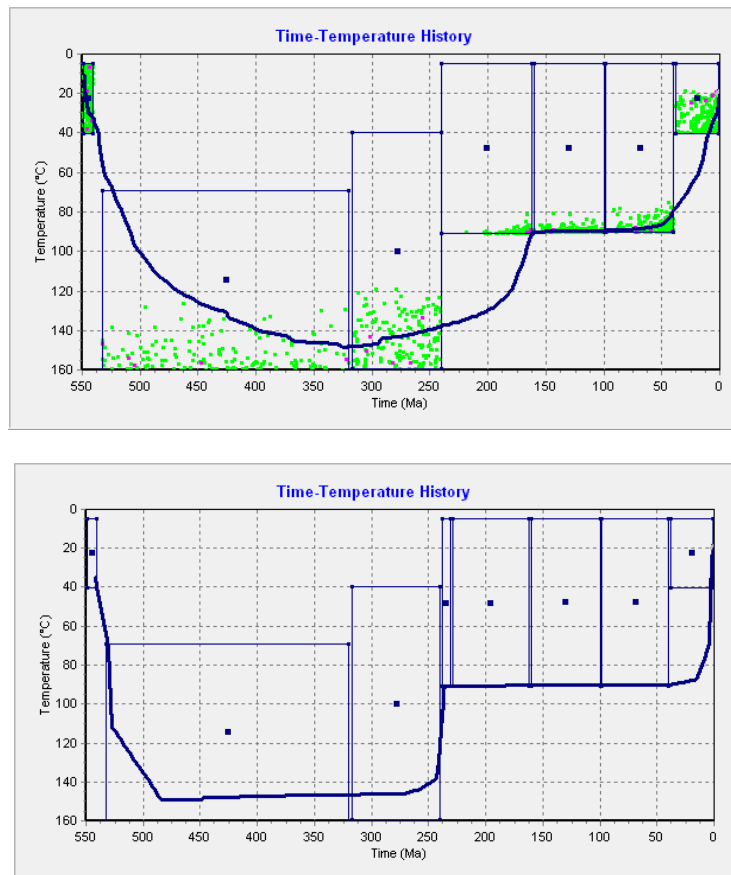


Figure IV.6 – Exemples d’inversion à l’aide du logiciel HeFTy. Les boîtes correspondent aux contraintes sur l’histoire thermique. Les points correspondent aux points d’inflexion des chemins temps-température pour chaque contrainte. Les points des chemins bad fit ne sont pas représentés, les points verts et roses représentent les chemins acceptable et good fit, respectivement. La ligne en gras correspond au chemin thermique moyen. En haut, on peut voir avec le chemin thermique moyen de l’inversion entre 240 et 160 Ma que les chemins thermiques peuvent ne passer qu’en un point de la contrainte (le coin en bas à droite de la contrainte). De fait, pour forcer un refroidissement à 240 Ma, il faut introduire une contrainte étroite entre 240 et 230 Ma (en bas). On voit ici que le fait de forcer la remontée à 240 Ma est significatif, car dans le cas du haut un nombre significatif de solutions à l’inversion sont trouvées, dans l’autre cas du bas, très peu de solutions sont trouvées (un seul point de couleur).

Le procédé de modélisation consiste donc à utiliser deux types de contraintes. Un premier type de contraintes, issues de la discussion d’arguments géologiques menées précédemment, sont fixes. Un deuxième type de contraintes, portant sur les périodes non ciblées par les arguments géologiques, est utilisé. Le but de modélisations est de faire varier manuellement ce deuxième type de contraintes et, par une méthode essai-erreur, d’en identifier les caractéristiques.

Par exemple, un échantillon peut avoir une histoire thermique contrainte dans les périodes 160-100 Ma et 40-0 Ma, qu’on considérera fixes, et libre dans la période 100-40 Ma, qui n’est pas contrainte par des arguments géologiques. On va donc réaliser des inversions avec plusieurs types de contraintes durant cette période (contrainte forçant une histoire chaude, ou froide, ou contrainte permissive). On pourra ainsi, par essai-erreur, tester toutes les possibilités et discuter des températures atteintes par l’échantillon à cette époque.

3. Données publiées

Contrairement aux données (U-Th)/He sur apatite précédemment présentées dans cet ouvrage, qui étaient les premières dans la zone saharienne, des analyses de traces de fission sur apatite sur le Bouclier Touareg ont déjà été publiées. En voici une synthèse.

3.1 – Socle du Hoggar

Les premières données de traces de fission (apatite et zircon) sur le Bouclier Touareg, présentées en conférence (Carpena, 1982), ont porté sur des échantillons disséminés dans le Hoggar. Carpena et al. (1988) les publient, tout en apportant de nouvelles datations sur des carbonatites du terrane d'In Ouzzal (Figure IV.7).

Les mesures AFT ont été effectuées en utilisant une méthode différente de celle présentée dans cet ouvrage, qui ne fait plus référence actuellement. La première importante différence consiste en la méthode d'acquisition des densités de traces spontanées (ρ_s) et induites (ρ_i) : au lieu de compter ces deux densités sur les mêmes grains, il y a séparation des apatites en deux populations. La première population est utilisée pour le comptage des traces spontanées ρ_s , tandis que la deuxième, dédiée au comptage des traces induites ρ_i , est d'abord fortement chauffée (550°C pendant 2 heures) afin de cicatrifier toutes les traces de fission, puis irradiée avec des neutrons thermiques, avant de subir le comptage. La seconde différence majeure de cette méthode consiste en l'acquisition de l'âge. S'il correspond toujours au rapport ρ_s/ρ_i , ce rapport est toutefois ré-estimé plusieurs fois, après des étapes de chauffe d'une heure à différentes températures (290, 300 et 310°C). Cela permet d'obtenir un graphe âge trace de fission vs température qui, lorsqu'il marque un plateau, définit l'âge de fermeture du système AFT.

Le détail des résultats des analyses a été reporté dans le tableau IV.2 (toutefois le détail des analyses de Carpena (1982) n'est pas disponible). Toutefois, elles ne seront pas utilisées dans les interprétations, puisque d'une part la méthode de mesure diverge des méthodes modernes, et d'autre part les détails des analyses (ρ_s, ρ_i, \dots) ne sont pas connus.

Nom	Th (%)	U(ppm)	F(%)	Cl(%)	La(%)	Ce(%)	Age (Ma)
-	-	-	-	-	-	-	234*
-	-	-	-	-	-	-	194*
-	-	-	-	-	-	-	151*
-	-	-	-	-	-	-	236*
-	-	-	-	-	-	-	128*
INH 545 [†]	0,406	345	3,022	0,217	1,299	3,278	255,9
INH 171B [†]	0,218	140	3,408	0,163	1,236	2,605	263,5
INH 171A [†]	0,173	138	3,662	0,116	1,248	2,75	248,5
INH 642 [†]	0,073	16	3,285	0,087	1,024	1,992	500,6
INH 181 [†]	0,043	10	3,44	0,085	0,192	0,703	547,1
INH 693 [†]	0,059	15	3,368	0,031	0,463	1,292	628,3
INH 690 [†]	0,082	29	3,261	0,082	0,5	1,003	246,8

Tableau IV.2 - Données d'âges plateau AFT sur le socle du Hoggar (voir Figure IV.6 pour positionnement).* : Carpena (1982), détails non disponibles. [†] : Carpena et al. (1988).

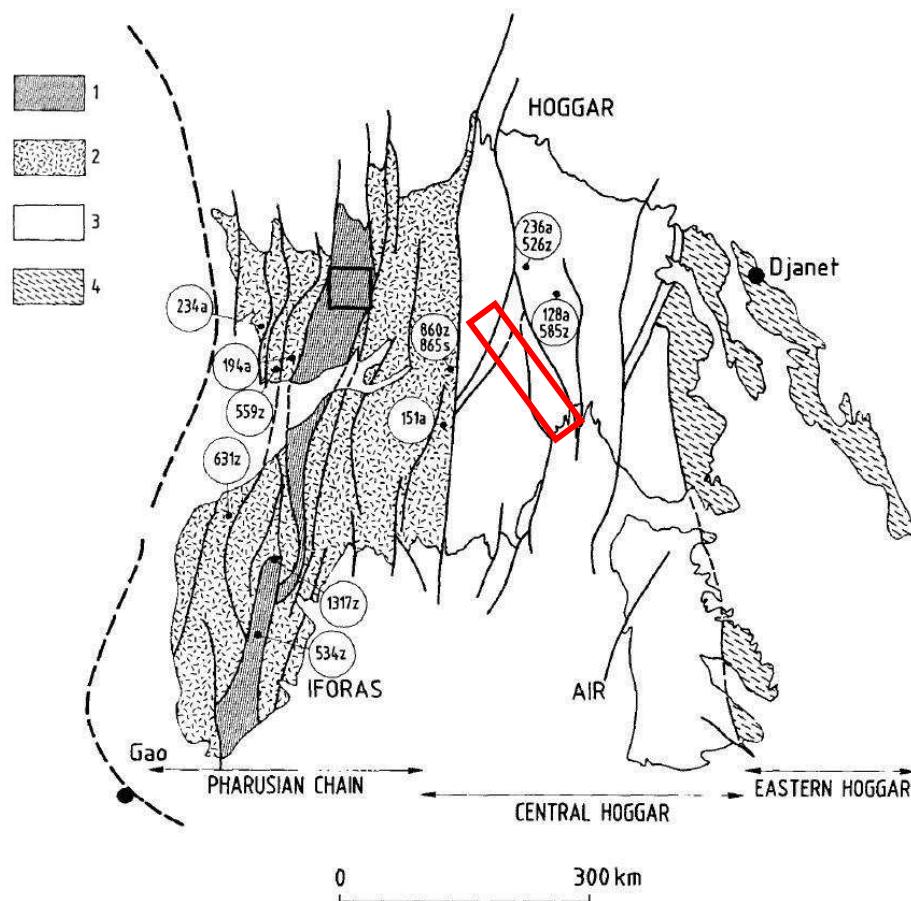


Figure IV.7 - Carte des données du tableau IV.2, modifié d'après Carpena et al. (1988). Le carré noir représente la zone échantillonnée dans Carpena et al. (1988). Les données sur la carte représentent des âges traces de fission (z = zircon ; a= apatite ; en Ma) de Carpena (1982). 1 : granulites d'In Ouzzal et Iforas. 2 : chaîne Pharusienne. 3 : Hoggar central. 4 : Hoggar de l'Est. Le parallélogramme rouge représente la zone approximative d'échantillonnage de Khaldi et al. (2006).

Plus récemment, Khaldi et al. (2006) publient des résultats préliminaires d'analyses AFT sur des roches granitiques du socle du Hoggar. Cinq échantillons auraient donné des âges allant de 118 ± 4 Ma à 168 ± 8 Ma, avec une moyenne de 136 ± 8 Ma. La localisation des échantillons n'est pas précisément définie : ils auraient été prélevés dans la région le Tamanrasset, « le long d'un itinéraire allant de Tin Tarabine au Sud-Est à In Amguel au Nord-Ouest » (voir Figure IV.7). En outre, le détail des analyses n'est pas non plus disponible, ce qui ne nous a pas permis d'inclure ces données dans nos interprétations.

3.2 – Socle de l'Aïr et bassin de Tim Mersoï

Les premières données AFT sur l'Aïr et ses environs ont été réalisées par Meyer (1990), et portent sur des grès du Viséen, échantillonnés en profondeur (Figure IV.8) à proximité du complexe minier d'Arlit – Akouta dans le Bassin de Tim Mersoï, à environ 50 km à l'Ouest du socle de l'Aïr. Des mesures de longueurs des traces projetées ont été effectuées, mais aucune concernant les traces confinées (Tableau IV.3). Des données supplémentaires sur cette

région ont été acquises par Jocelyn Barbarand au laboratoire IDES par la suite (Cavellec, 2006). Il s'agit de 3 échantillons de granites du socle de l'Aïr (tableau IV.4, et Figure IV.8). Ces échantillons, après une irradiation au ^{252}Cf , ont permis la mesure de longueurs de traces confinées (6 pour SC-31 ; 26 pour SC-56 ; 163 pour SC-71). Seules ces analyses ont été utilisées pour nos interprétations, les détails des analyses de Meyer (1990) n'étant pas disponible.

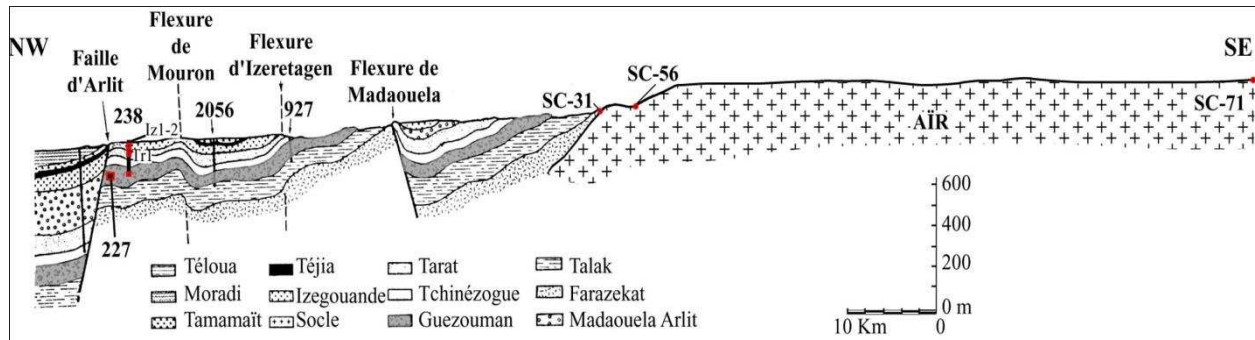


Figure IV.8 - Localisation des échantillons (points rouges) de Meyer (1990) et Cavellec (2006) sur une coupe schématique NW-SE (Cavellec, 2006).

n° éch	formation	ρ_s traces/cm ²	traces *	ρ_i traces/cm ²	traces *	ϕ n/cm ²	traces *	âge (Ma)	+/- (Ma)	nb de grains **	U μg/g
Iz1	Izegouande	4,62 .10 ⁵	[3209]	6,67 .10 ⁵	[1992]	1,193 .10 ¹⁵	[59501]	41,0	1,2	15 (60)	28
Iz2	Izegouande	2,56 .10 ⁵	[1052]	3,84 .10 ⁵	[688]	1,193 .10 ¹⁵	[59501]	39,6	1,2	17 (34)	16
Tr1	Tarat	1,21 .10 ⁵	[888]	1,85 .10 ⁵	[582]	1,193 .10 ¹⁵	[59501]	38,8	1,2	14 (42)	8
227	Guezouman	3,58 .10 ⁵	[6777]	9,41 .10 ⁵	[7481]	1,476 .10 ¹⁵	[72404]	27,9	1,0	35 (139)	32
238	Guezouman	5,12 .10 ⁵	[1518]	12,00 .10 ⁵	[1531]	1,476 .10 ¹⁵	[72404]	31,3	1,1	29 (87)	41
2056	Guezouman	4,21 .10 ⁵	[2596]	9,82 .10 ⁵	[2632]	1,476 .10 ¹⁵	[72404]	31,5	1,1	24 (79)	33
927	Guezouman	5,69 .10 ⁵	[1648]	11,82 .10 ⁵	[1428]	1,315 .10 ¹⁵	[17274]	31,5	1,1	28 (84)	45

Tableau IV.1 : Données de Meyer (1990), reprises par Cavellec (2006). $\lambda_f = 8,46 \cdot 10^{-17} \text{ a}^{-1}$; $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7,253 \cdot 10^{-3}$; $\sigma_f = 580 \text{ barns}$ ($\neq 10^{-24} \text{ cm}^2$) ; facteur de géométrie = 1,655. * : traces comptées pour le calcul de la densité et du flux de neutrons et ** : nombre de grains comptés pour la détermination des densités de traces fossiles et induites et le nombre total de champs (entre parenthèse).

Nom	°E	°E	Lithologie	ps	pi	n	U	Age central	dispersion	P(X ²)	longueurs
SC-31	18°27'20	7°48'9	Granite pegmatoïde à biotite	0.3	1.2	14	19.2	34 ± 3	23 %	1.7	12.53 ± 0.66
SC-56	18°27'30	7°50'19	Granite leucocrate	0.6	2.2	21	38	36 ± 2	1.4 %	47.3	12.78 ± 1.22
SC-71	18°02'13	8°22'13	Granite à phénocristaux d'orthose	0.4	1.3	21	21	44 ± 3	0 %	93	12.56 ± 0.22

Tableau IV.2 - Position et lithologie des échantillons de Cavellec (2006)

4. Nouvelles données

Nous avons mené de nouvelles analyses AFT sur les échantillons du Bouclier Touareg (Tableau IV.8). Certains échantillons datés en (U-Th)/He n'ont pas pu l'être en traces de fission, et inversement (voir Figure B en fin d'ouvrage). Les échantillons ont été répartis dans deux navettes d'irradiation, datées par deux utilisateurs différents (OR02, Jocelyn Barbarand, Tableau IV.9 ; OR07, Sylvain Rougier, Tableau IV.10).

Echantillon	Lat (°N)	Long (°E)	Alt (m)	Description
ALG				
ALG1	22.69	4.39	705	Granodiorite
ALG2	22.57	4.38	699	Granodiorite
ALG3	22.48	4.49	707	Granodiorite
FRZ				
FRZ1	25.72	3.51	625	Grès Cambro-Ordoviciens
BLN				
BLN12-2	17.58	9.59	671	Rhyolite
TZA				
TZA28	24.03	4.38	754	Granite de Tidjelamine
TZA182	25.07	4.03	834	Granodiorite du Mouydir
TZA204	24.68	4.73	912	Granite de Tesnou
ARO				
ARO113	23.73	8.49	1037	Granite de Tin Ghoras
TOD				
TOD17	24.95	7.27	1341	Granite de Tisselliline
TOD27	25.11	7.34	1372	Granodiorite d'Ounane
TOD30	25.00	7.29	1416	Granite de Tisselliline
IT				
IT05	22.77	5.7	1523	Granite d'In Tounine
IT22	22.75	5.73	1537	Granite d'In Tounine

Tableau IV.8 – Localisation et lithologie des échantillons datés en traces de fission sur apatite

Nom	ρ_d	Nom	ρ_d
C5	7,158	C3	6,104
FCT3	7,158	BLN400-2	6,167
ATL4	7,109	BLN12-2	6,230
ATL3	7,059	IT05	6,293
ATL2	7,010	IT22	6,356
ATL1	6,960	TOD17-1	6,419
EST10	6,911	TOD17-2	6,483
EST9	6,861	TOD27	6,546
EST7	6,812	TOD30	6,609
EST5	6,762	TZA28	6,672
EST3	6,713	TZA113	6,735
EST2	6,663	TZA182	6,798
MCF23	6,614	C4	6,861
MCF21	6,564	TZA204	6,819
MCF20	6,515	ARO108	6,776
C1	6,515	ARO113	6,734
ALG4	6,515	ASSARAG1	6,692
ALG3	6,546	TIZINT	6,649
ALG2	6,578	ASKAUM2	6,607
K2-19	6,610	ASKAUM3	6,565
31448	6,641	ASKAUM4	6,522
31472	6,673	ASKAUM5	6,480
BP23	6,704	ASKAUM6	6,438
BP22	6,736	ASKAUM7	6,395
BP20	6,768	C5	6,353
ALG1	6,799		
AO4	6,831		
AO3	6,862		
AO2	6,894		
AO1	6,926		
C4	6,926		

Tableau IV.10 - Irradiation OR07

Tableau IV.9 - Irradiation OR02

Nom	Irradiation	n	ρ_s	ρ_i	U	pX ²	Disp.	Age Central	Dpar	Longueurs
ALG 1	OR02	21	0.96	0.70	12	79	0	166 ± 10	1 ± 0.1	-
ALG 2	OR02	22	1.46	1.02	19	64	2	166 ± 9	1.2 ± 0.1	10.38 ± 0.22
ALG 3	OR02	20	1.10	1.29	24	12	10	99 ± 6	1 ± 0.1	-
ARO 113	OR07	16	0.50	0.48	9	47	2	114 ± 10	2.1 ± 0.6	-
BLN 12-2	OR07	19	0.21	0.25	5	6	26	91 ± 10	2.4 ± 0.4	-
IT 05	OR07	20	0.19	0.26	5	10	21	75 ± 8	4.4 ± 0.9	-
IT 22	OR07	20	0.36	0.39	7	0	39	96 ± 11	3.3 ± 10	-
TOD 17	OR07	20	0.41	0.39	7	24	10	111 ± 10	4.2 ± 0.8	-
TOD 27	OR07	14	0.34	0.20	4	29	2	179 ± 20	2.8 ± 0.6	-
TOD 30	OR07	13	0.70	0.26	5	70	0	285 ± 29	2.9 ± 0.4	-
TZA 28	OR07	20	1.03	1.61	29	0	27	71 ± 6	1.6 ± 0.4	-
TZA 182	OR07	18	0.50	0.47	8	30	7	118 ± 9	3.3 ± 0.4	-
TZA 204	OR07	13	0.39	0.49	9	90	0	89 ± 8	-	-

Table IV.11 – Résultats des analyses de traces de fission sur apatite (détails en Annexes)

Le tableau IV.11 présente les principaux résultats de ces analyses. En Annexes sont détaillés les comptages pour chaque grain, les tests statistiques de dispersion et de χ^2 , un diagramme radial et, pour un échantillon, des statistiques de longueur de traces confinées. Afin de pouvoir comparer avec les résultats des analyses AHe, ces derniers sont également présentés lorsqu'ils existent.

Les mesures de Dpar sont généralement très au-dessus des valeurs habituellement rencontrées (entre 1 et 2 μm), atteignant des valeurs surprenantes ($4.4 \pm 0.9 \mu\text{m}$ pour IT05). En effet, certains échantillons montrent des grains avec une texture inhabituelle, avec des trous d'attaque très profonds. Tous les échantillons ayant été attaqués simultanément, et tous ne montrant pas cette texture, il paraît exclu que cette texture provienne d'une erreur de manipulation.

5. Interprétations

La Figure IV.9 présente l'ensemble des données AFT qui ont été utilisées pour les interprétations menées au cours de ce travail. Il s'agit donc des données nouvellement acquises, ainsi que des données de et Cavellec (2006). Les données de Carpena (1982) et Carpena et al., (1988), Meyer (1990) et Khaldi et al. (2006) présentées précédemment n'ont pas été utilisées, par manque de détails sur les analyses ou à cause d'une méthode d'acquisition différente de celle que nous avons employée.

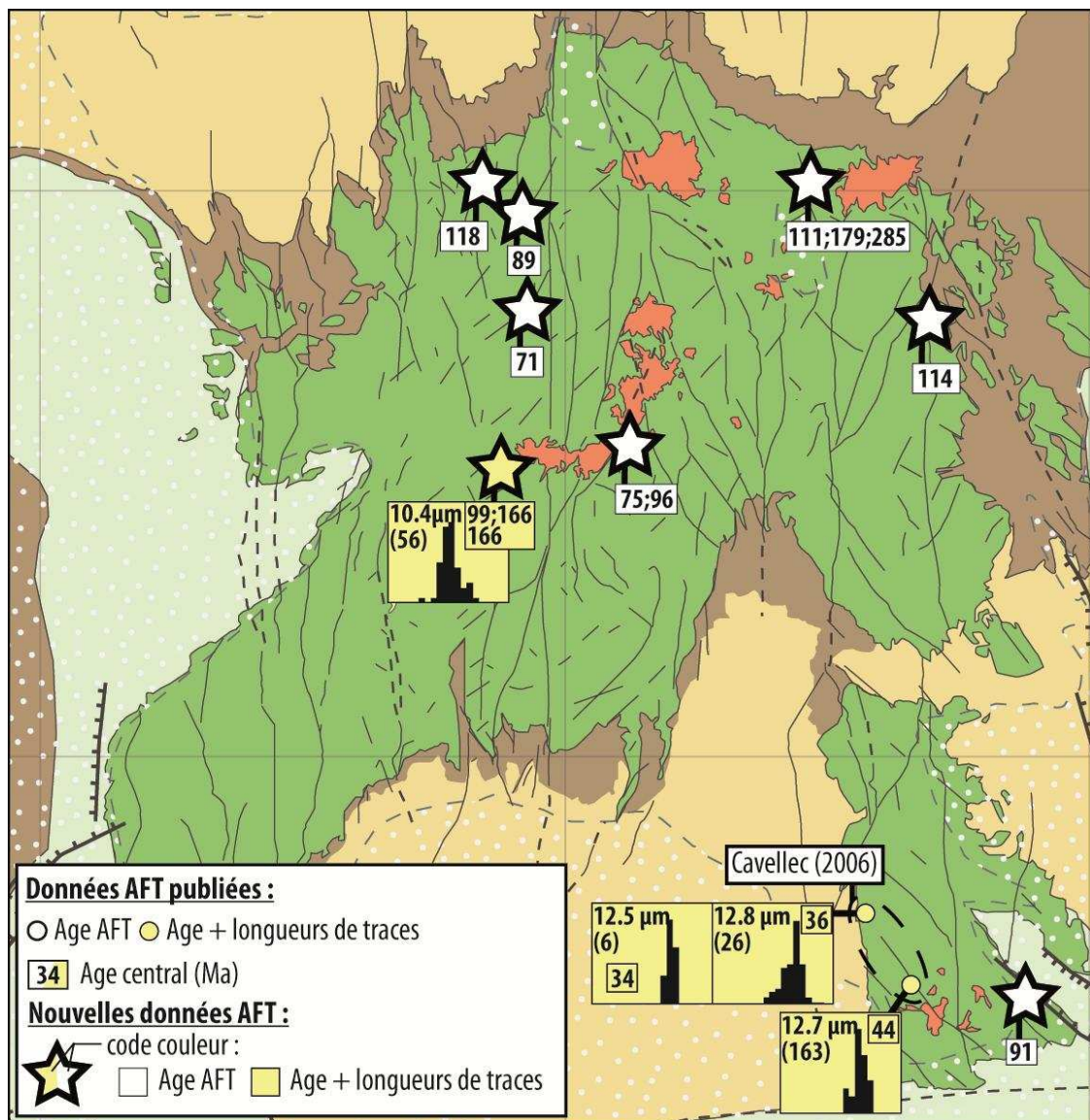


Figure IV.9 – Carte de positionnement des données de traces de fission sur apatites disponibles sur le Bouclier Touareg utilisées dans nos interprétations. Le fond de carte est issu de la carte géologique disponible en support de fin de manuscrit (Figure C), et reprend sa légende.

5.1 – Contraintes géologiques sur l'histoire thermique du Bouclier Touareg

L'inversion des données de thermochronologie basse température sur le Bouclier Touareg nécessite un travail préalable de discussion des contraintes déjà existantes sur l'histoire thermique. En effet l'évolution verticale des échantillons peut être préalablement contrainte par des arguments géologiques, tels que la présence de témoins sédimentaires paléozoïques ou mésozoïques. Nous verrons que ces éléments permettent de répartir les échantillons en quatre populations ayant des contraintes différentes sur leur histoire thermique. Certains de ces éléments ont été déjà présentés dans le chapitre précédent sur l' (U-Th)/He, ils seront toutefois une nouvelle fois détaillés ici, afin que l'ensemble de la démarche soit présentée.

a- Exhumation tardi-panafricaine et enfouissement paléozoïque (550 - 320Ma)

La présence de séries paléozoïques, affleurant en cuervas autour du Hoggar, permet de contraindre l'histoire thermique paléozoïque des échantillons qui n'en sont pas trop éloignés. On définit ainsi deux catégories (Figure IV.10) : les échantillons proches de ces séries, faisant partie du groupe A ; et les échantillons actuellement éloignés des terrains paléozoïques, définissant le groupe B.

Les échantillons à proximité d'affleurements paléozoïques étaient nécessairement exhumés lors du début de la sédimentation, au Cambrien. On considèrera donc un enfouissement compris entre 0 et 500 m pour le Cambrien pour les échantillons du groupe A. Concernant les termes paléozoïques ultérieurs, l'épaisseur minimale des dépôts peut être approximativement estimée. Si les séries pourpres de l'Ahnet (séries molassiques tardi-panafricaines) peuvent montrer des épaisseurs importantes (localement 6 km d'après Caby, 2003), au premier ordre et à plus grande échelle, d'après les isopaques de Milesi et al. (2010) les séries paléozoïques entourant le Bouclier Touareg ne dépasseraient pas 2 km. On peut donc raisonnablement penser que ces échantillons ont subi un enfouissement d'au moins 1.5 km après leur exhumation cambrienne.

En ce qui concerne les échantillons plus éloignés des affleurements de paléozoïque (groupe B ; Figure IV.10) rien ne permet de contraindre leur position par rapport à la base cambrienne de la pile sédimentaire. De fait, on ne peut pas contraindre leur température à cette époque. Quant à leur évolution paléozoïque postérieure, elle est également difficile à estimer. Bien que l'on puisse penser que, comme expliqué dans le Chapitre I, les dépôts paléozoïques se sont étendus sur l'ensemble du Bouclier Touareg, rien ne dit qu'ils avaient la même épaisseur qu'en bordure. En effet, bien que les épaisseurs des séries soient du même ordre de grandeur entre la marge Nord et Sud du Hoggar (1 à 1.5 km), l'espace disponible pour la sédimentation a pu être localement modifié suivant la morphologie du socle. Le Bouclier Touareg a pu, par exemple, jouer le rôle d'une arche associée à des dépôts amincis, comme on peut en trouver dans les Bassins Sahariens (voir Chapitre I). Toutefois le Bouclier Touareg montre une superficie bien plus étendue que ces arches sahariennes. Bien que cela relève de la spéculation, on est donc tenté d'imaginer qu'étant donné l'important contrôle structural des structures

panafricaines sur les arches sahariennes, le Bouclier Touareg n'avait probablement pas une morphologie unique, mais décrivait plutôt une succession à plus petite échelle d'arches et de bassins, structurés par les zones de cisaillement Nord-Sud.

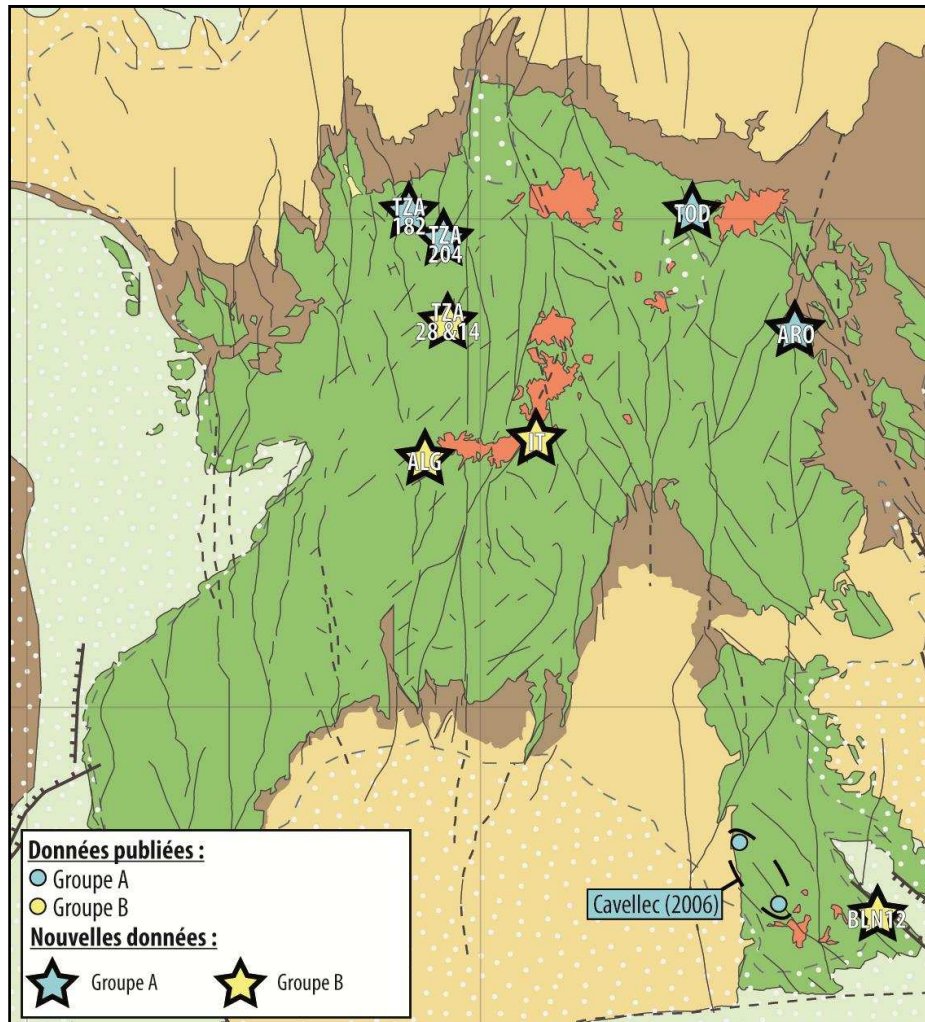


Figure IV.10 – Répartition des échantillons dans les groupes A et B suivant leur proximité avec les séries paléozoïques.

Au final, il est difficile de se prononcer sur l'évolution paléozoïque du groupe B. On considèrera donc une valeur raisonnable d'enfouissement d'au moins 500 m, compte tenu des continuités des paléo-courants à travers le Hoggar (voir Chapitre I). Toutefois on gardera également à l'esprit que cette valeur était d'une part probablement très variable d'une région du Bouclier Touareg à l'autre, et d'autre part a pu être localement beaucoup plus importante.

b- *L'Hercynien* (320 – 240 Ma)

Comme on a pu le voir dans le Chapitre I (Figure I.9, page 29), en marge Nord du Hoggar, le Permo-Carbonifère est déformé par les structures N-S en décrochement sénestre. Toutefois, il n'est pas possible de déterminer si cette phase de déformation a déblayé les séries paléozoïques du socle du Bouclier Touareg, ou si l'érosion de la pile sédimentaire est

intervenue plus tard. Si l'on considère que le Paléozoïque est déblayé à l'Hercynien, alors il faut envisager que la morphologie actuelle du Bouclier Touareg, qui est entouré de cuestas de ces séries, a été acquise à ce moment-là. Mais dans ce cas, et surtout si l'on tient compte du bombement actuel, il est très probable que ces cuestas ont subi une érosion qui, même mineure, les a fait reculer depuis l'Hercynien jusqu'à aujourd'hui.

Les échantillons actuellement proches des cuestas (groupe A) étaient donc probablement encore enfouis à l'Hercynien, sous au moins 500 m de sédiments. Pour les échantillons du groupe B, aucune estimation de l'enfouissement durant cette période n'est possible.

c- Le Mésozoïque

Les premiers termes du Mésozoïque (Trias, Jurassique Inférieur) sont absents du Bouclier Touareg et de ses bordures proches. Il n'est donc pas possible de contraindre l'évolution des échantillons durant cette période. A partir du Jurassique Supérieur, et plus particulièrement durant le Crétacé Inférieur, on a pu voir dans le premier chapitre de cet ouvrage que les bassins périphériques enregistreraient, de manière générale, un fort apport détritique, dont le Bouclier Touareg serait probablement la source. Les échantillons auraient donc été, au Crétacé Inférieur-Cénomaniens, pas ou peu recouverts. Toutefois, d'une part cette hypothèse est discutée dans la communauté, d'autre part elle dérive d'arguments indirects (sédimentation dans les bassins périphériques), elle ne sera donc pas reprise ici. On préférera tenir compte de la proximité de chaque échantillon des divers témoins sédimentaires Mésozoïques pour contraindre son histoire thermique.

Dans le Hoggar, les séries sédimentaires de Serouenout et d'Amguid, estimées du Crétacé Inférieur à Cénomaniens (voir Chapitre I), sont en discordance sur le socle. Cela montre que celui-ci était, au moins au voisinage de ces séries sédimentaires, à la surface lors de leur dépôt. De plus, la partie Ouest du Hoggar, au niveau de l'Oued Amded, montre des discordances du Mésozoïque directement sur le socle, discordance qui est également visible sur les terminaisons les plus septentrionales des fossés du Ténéré. En bordure Est de l'Aïr, les séries du Crétacé Inférieur des fossés du Ténéré et du Téfidet sont discordantes sur le socle. Le Crétacé est aussi localement discordant sur le socle en bordure Ouest de l'Aïr.

Ainsi, on peut définir deux nouveaux groupes d'échantillons en fonction de leur évolution au cours du Mésozoïque (Figure IV.11). Les échantillons du groupe 1 ont atteint la sub-surface durant le Crétacé Inférieur (si l'attribution stratigraphique de ces terrains détritiques est exacte). Cette contrainte ne peut pas, en revanche, être étendue aux autres échantillons du Hoggar trop éloignés des marqueurs sédimentaires mésozoïques (groupe 2).

d- Le Cénozoïque

Comme on a pu le voir dans le chapitre précédent, les datations des édifices volcaniques du Bouclier Touareg (Figure B du support de fin d'ouvrage) permettent de dater l'âge minimal

d’affleurement du socle qui les porte. Le volcanisme débute à 35 Ma dans le Hoggar, à 28 Ma dans l’Aïr, et montre des phases d’activité ultérieures jusqu’à l’actuel.

Pour l’interprétation des données AHe, qui ciblent précisément la phase de refroidissement Cénozoïque, nous avons pris en compte les variations d’âges du volcanisme pour discuter des contraintes sur l’exhumation des échantillons en fonction de leur localisation.

En revanche, pour les inversions des données AFT, nous avons fait le choix de considérer une mise à la surface de tous les échantillons à 35 Ma. Deux raisons justifient ce choix : d’une part les âges AHe ont montré que l’exhumation du socle du Bouclier Touareg était antérieure au volcanisme et, au moins au premier ordre, synchrone à l’échelle du bombement. D’autre part, les modélisations des données AFT vont porter sur l’histoire Mésozoïque (et également Paléozoïque, dans une moindre mesure) des échantillons ; et dans ce contexte, une simplification de quelques millions d’années de l’âge de l’exhumation Cénozoïque des échantillons n’est pas problématique, étant donné la démarche qualitative plus que quantitative des inversions.

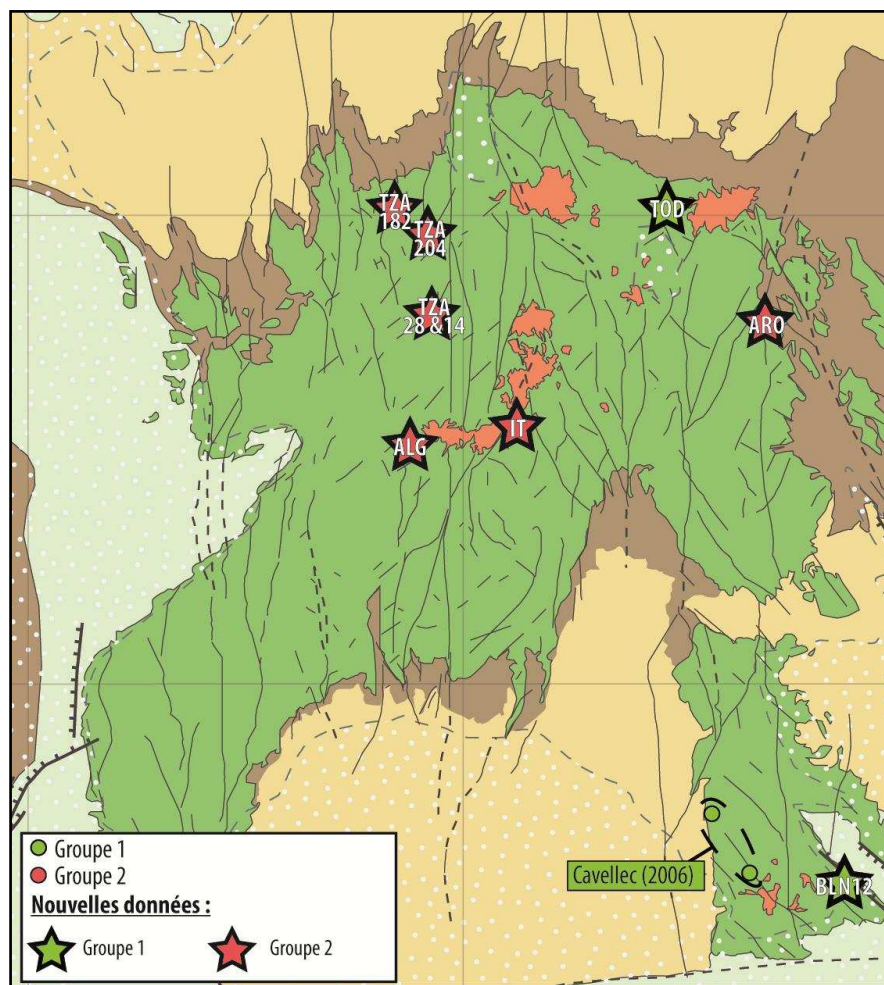


Figure IV.11 – Répartition des échantillons dans les groupes 1 et 2 suivant leur proximité avec les séries Mésozoïques.

e- *Synthèse des contraintes géologiques sur l'histoire thermique*

Les indications d'enfouissement discutées précédemment doivent être converties en températures afin de pouvoir contraindre l'histoire thermique des échantillons. Pour cela, il faut d'abord définir un gradient thermique, qui, si on le considère à l'équilibre, dépend de l'épaisseur de la croûte, de l'épaisseur de la lithosphère, et la production de chaleur moyenne de la croûte (Figure IV.12). En se basant sur les modélisations de la lithosphère du Bouclier Touareg (Chapitre II), on peut considérer, au premier ordre, une épaisseur de croûte de 35-40 km. De fait, en considérant une topographie moyennement développée (de -500 à +1000 m), et une production de chaleur moyenne ($2 \mu\text{W}/\text{m}^3$) le gradient thermique peut varier de 23 à 27 °C/km. Si on considère une incertitude sur la production de chaleur, un gradient moyen de 20 à 30 °C/km est une valeur raisonnable, a priori applicable pour l'évolution phanérozoïque du Bouclier Touareg.

Il est ensuite nécessaire de définir la température de surface. Cette température a varié durant le Phanérozoïque, avec par exemple des valeurs probablement basses au Paléozoïque Inférieur lorsque le Sahara était un environnement glaciaire, et des valeurs probablement hautes au Crétacé lorsque le Sahara était au niveau de l'équateur. Pour tenir compte de ces variations, nous utiliserons une température de surface de 15 ± 10 °C.

Il est ainsi possible de convertir les contraintes d'enfouissement des groupes d'échantillons en contraintes sur leurs histoires thermiques (Figure IV.13). Chaque échantillon du Bouclier Touareg a donc une histoire thermique paléozoïque (A ou B) suivie d'une histoire thermique mésozoïque (1 ou 2), suivant sa position par rapport aux marqueurs géologiques (Figures IV.10 et IV.11).

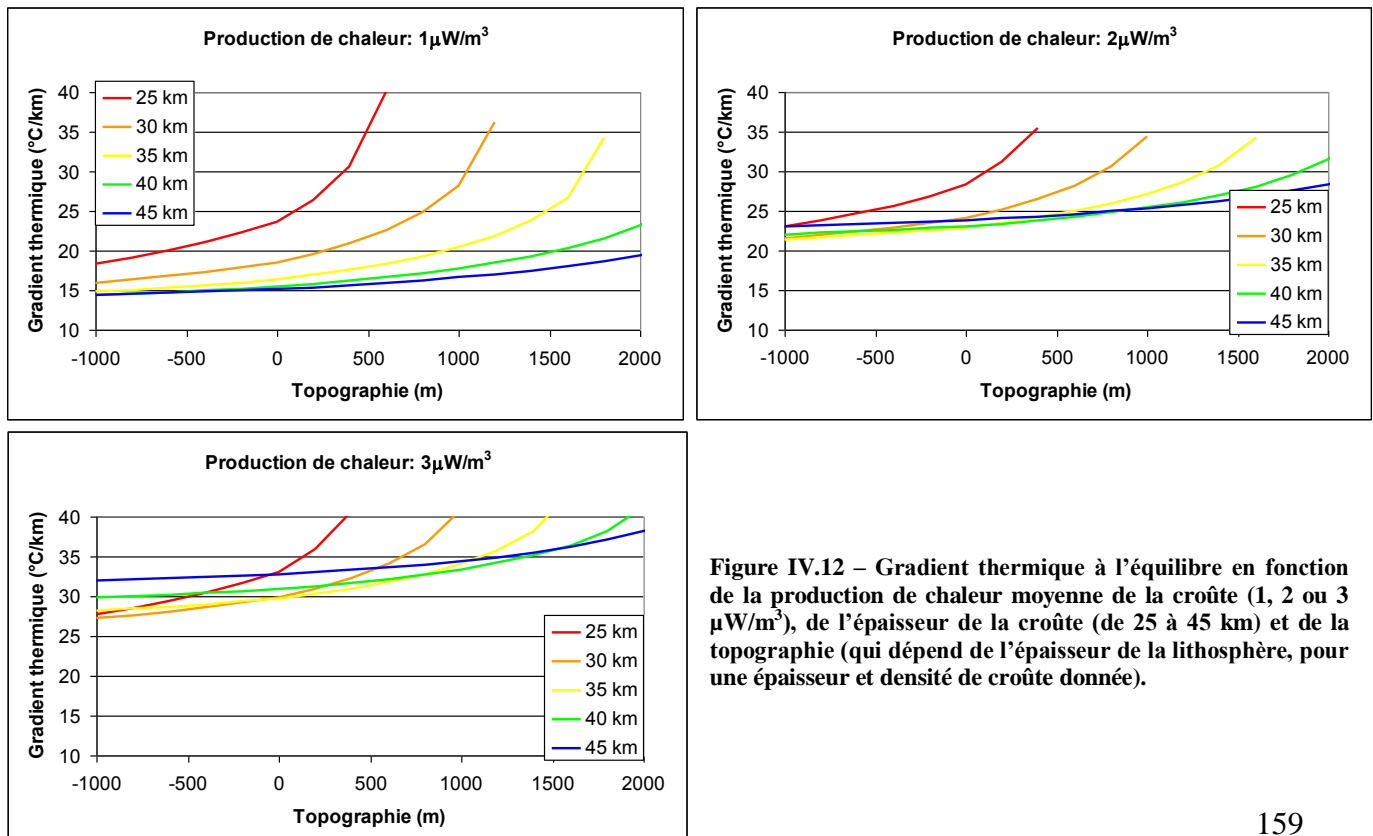


Figure IV.12 – Gradient thermique à l'équilibre en fonction de la production de chaleur moyenne de la croûte (1, 2 ou 3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$), de l'épaisseur de la croûte (de 25 à 45 km) et de la topographie (qui dépend de l'épaisseur de la lithosphère, pour une épaisseur et densité de croûte donnée).

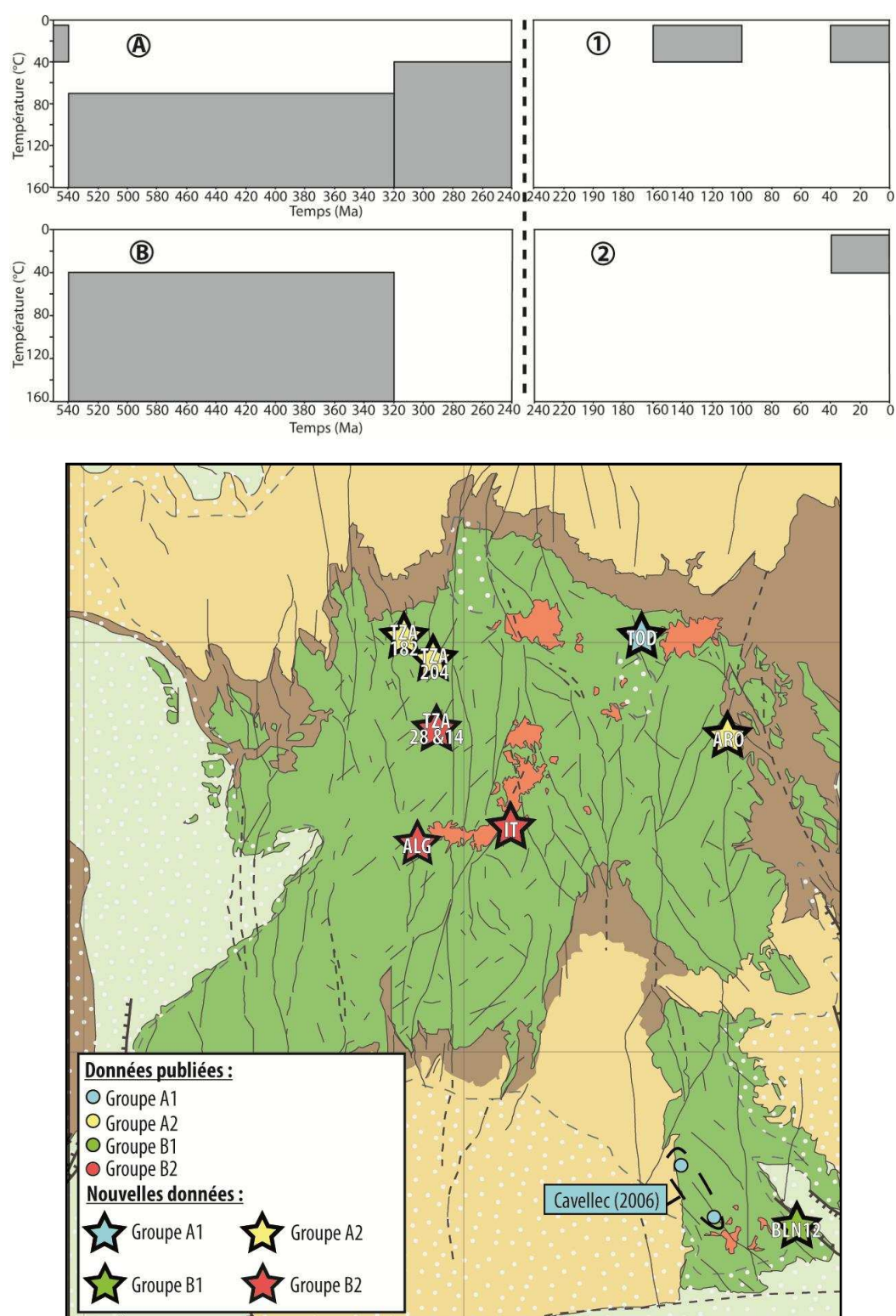


Figure IV.13 – En haut, représentation des contraintes (boîtes grises) sur les histoires thermiques des échantillons. La gamme de température est calculée à partir du gradient thermique, de la température de surface et des limites minimales et maximales d'enfouissement discutées précédemment à partir des contraintes géologiques. Pour chaque époque, la température minimale correspond à un enfouissement minimal, avec une température de surface de 5°C et un gradient thermique de 20°C/km. A l'opposé, la température maximale (limitée à 160°C) correspond à un enfouissement maximal, avec une température de surface de 25°C et un gradient thermique de 30°C/km. Voir texte pour la discussion de ces valeurs. En bas, répartition des échantillons dans les quatre groupes.

5.2 – Groupe A1

Le groupe A1 est constitué des échantillons à proximité des séries paléozoïques et des témoins mésozoïques. Il s'agit des échantillons de la série TOD au Nord-Est du Hoggar, et des échantillons de Cavellec (2006) dans la partie Ouest de l'Aïr. La figure IV.14 permet de se représenter les contraintes géologiques sur l'histoire thermique de ce groupe d'échantillons, discutées dans le paragraphe 5.1.

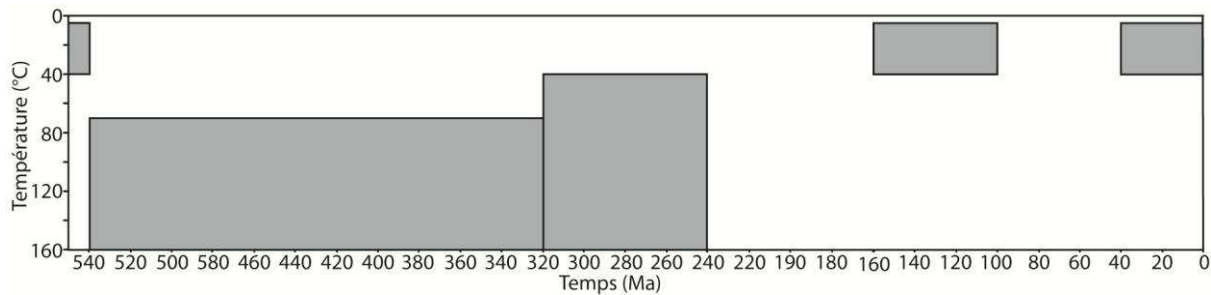


Figure IV.14 – Contraintes géologiques (boîtes grises) sur l'histoire thermique des échantillons du groupe A1.

a- Échantillons de la série TOD

La série TOD, au Nord-ouest du Hoggar, a permis l'acquisition de trois âges AFT (TOD17, 27 et 30). Nous avons essayé de les inverser ensemble, mais même sans donner de contraintes sur l'histoire thermique, aucune solution n'est trouvée. Cela peut s'expliquer par la dispersion importante des âges AFT (111 ± 10 , 179 ± 20 et 285 ± 29 Ma) qui fait qu'aucune histoire thermique ne peut justifier les trois résultats. Etant donné que nous avons émis l'hypothèse suivant laquelle l'analyse TOD30 était peut-être biaisée par un problème de contact entre les grains et la feuille de mica (voir Annexes), nous avons relancé les inversions sans cet échantillon. Mais malgré cette simplification aucune solution n'est obtenue. Pourtant, les données mesurées semblent fiables puisque les valeurs de $P(X^2)$ et de dispersion des analyses de TOD17 et TOD27 sont dans les normes. Par ailleurs, les analyses AHe sur ces échantillons montrent des résultats relativement cohérents (âges moyens de 24, 41 et 58 Ma). Pour le moment, nous ne sommes pas en mesure d'expliquer ces variations, qui empêchent tout travail d'inversion de ces données.

b- Données de Cavellec (2006), première partie : échantillons SC31 et SC56

Les échantillons SC31 et SC56 étant distants de l'échantillon SC71, nous avons réalisé les modélisations à part.

Les inversions des données AFT de SC31 et SC56 avec les contraintes du groupe A1 (Figure IV.14) donnent un nombre significatif de résultats (Figure IV.15). On voit que la répartition

des solutions est homogène dans les contraintes fixées paléozoïques et hercyniennes, ainsi que dans la contrainte libre 250-150 Ma. Il n'y a donc pas de solution privilégiée puisque toutes les hypothèses sont possibles. En revanche pour la deuxième contrainte libre, 100-50 Ma, les résultats convergent vers une température supérieure à 90°C.

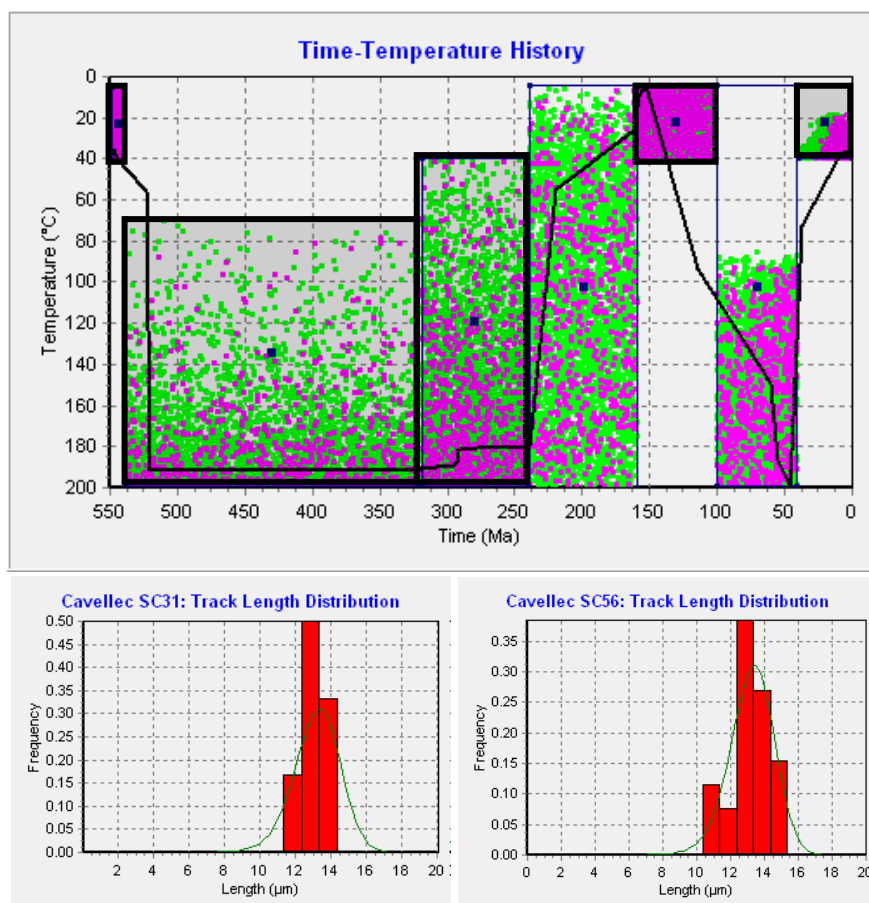


Figure IV.15 – Inversions des données AFT des échantillons SC31 et SC56 du Groupe A1, avec le chemin temps-température en haut, et les histogrammes de longueurs de traces confinées en bas. Les zones grisées entourées en noir correspondent aux contraintes géologiques fixes (ici de type A1, voir Figure IV.26). Les autres contraintes sont les contraintes libres dont on teste la pertinence par essai-erreur (ici elles sont permissives puisqu'elles permettent toute la gamme de température). Le trait noir représente le chemin ayant les meilleures statistiques (best fit), ses statistiques théoriques de longueurs de traces sont représentées par le trait vert fin superposées au histogrammes de mesures, en rouge (en bas).

c- Données de Cavellec (2006), deuxième partie : échantillon SC71

L'inversion des analyses de l'échantillon SC71 de Cavellec (2006) a également donné des résultats avec les contraintes géologiques de type A1 (Figure IV.16). Les histoires thermiques modélisées ressemblent fortement à celles présentées dans la Figure IV.15, à ceci près que si beaucoup de chemins sont considérées comme acceptable, très peu obtiennent le qualificatif de good fit. De prime abord, on serait tenté de croire que cela tient à des contraintes A1 mal adaptées à l'échantillon. Mais en réalité, après avoir réalisé des inversions sans contraintes (non présentées ici) sur l'histoire thermique, le résultat est le même. Il semblerait donc que cette difficulté à avoir de bons résultats statistiques soit intrinsèque aux données, et doit donc

très probablement relever d'une légère inadéquation entre l'âge AFT et les longueurs de traces confinées qui ne transportent pas tout à fait le même message (âge plus vieux que l'interprétation attendue des longueurs, ou l'inverse).

Nous avons testé une gamme de modèles afin de juger de la pertinence des résultats de la figure IV.16. Les résultats dans les contraintes libres sont similaires aux ceux des échantillons SC31 et SC56 : l'histoire thermique entre 250 et 150 Ma n'est pas contrainte, tandis qu'entre 100 et 50 Ma l'échantillon enregistre des températures supérieures à 90°C.

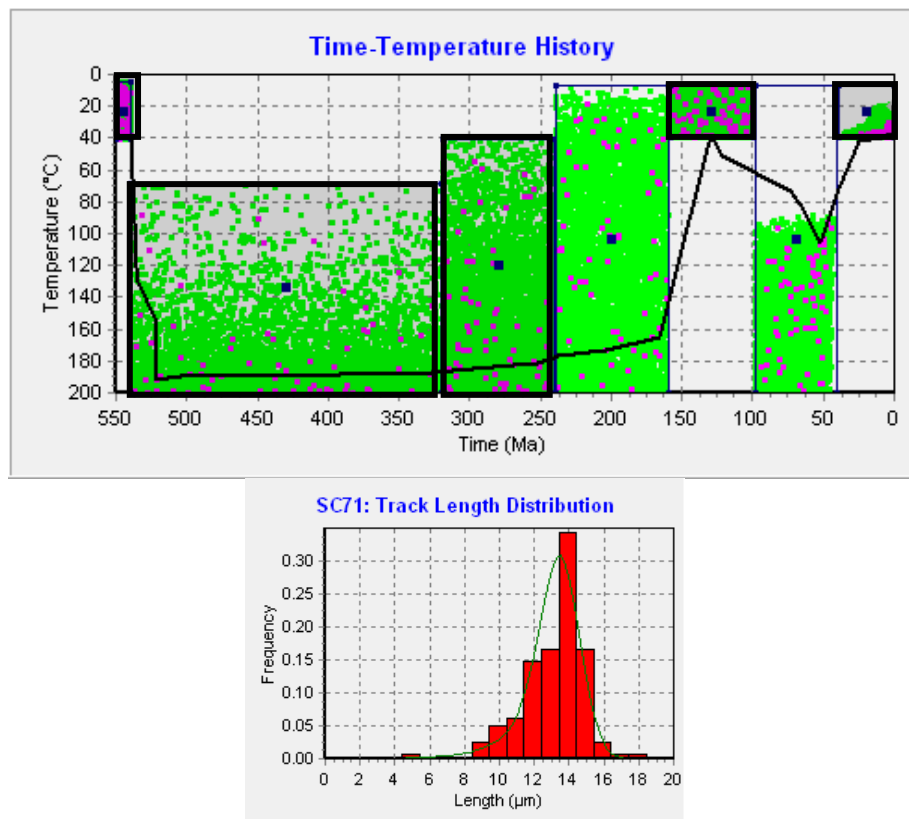


Figure IV.16 – Inversions des données AFT de l'échantillon SC71 du Groupe A1. Même légende que Figure IV.15.

d- Résumé

Nos travaux se sont donc portés sur les échantillons de la série TOD et ceux publiés par Cavellec (2006). Les premiers ont montré une incompatibilité entre eux, leurs âges étant trop éloignés pour être expliqués par une même histoire thermique, alors que les échantillons ont été prélevés à proximité les uns des autres. Nous n'expliquons pas, pour le moment, cette dispersion. En ce qui concerne les données de Cavellec (2006), les inversions ont permis de montrer que les échantillons ont systématiquement atteint plus de 80°C entre 100 et 40 Ma. Enfin, aucune des inversions menées ici n'aura permis de préciser l'histoire thermique antérieure, entre 240 et 160 Ma. Ces résultats sont représentés sur la Figure IV.17.

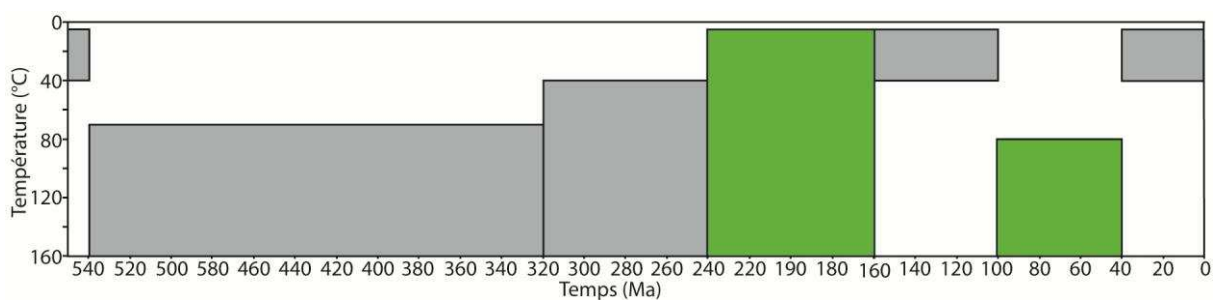


Figure IV.17 – Histoire thermique du groupe A1, avec les contraintes géologiques fixes (boîtes grises), et les résultats des inversions AFT (boîtes vertes).

5.3 – Groupe A2

Le groupe A2 est constitué des échantillons proches de séries paléozoïques mais éloignés des témoins mésozoïques. Il s'agit des échantillons du Nord du Hoggar (TZA182 et TZA 204) et de la série ARO à l'Est du Hoggar (ARO 108 et ARO113). La figure IV.18 permet de se représenter les contraintes géologiques sur l'histoire thermique de ce groupe d'échantillons, discutées dans le paragraphe 5.1.

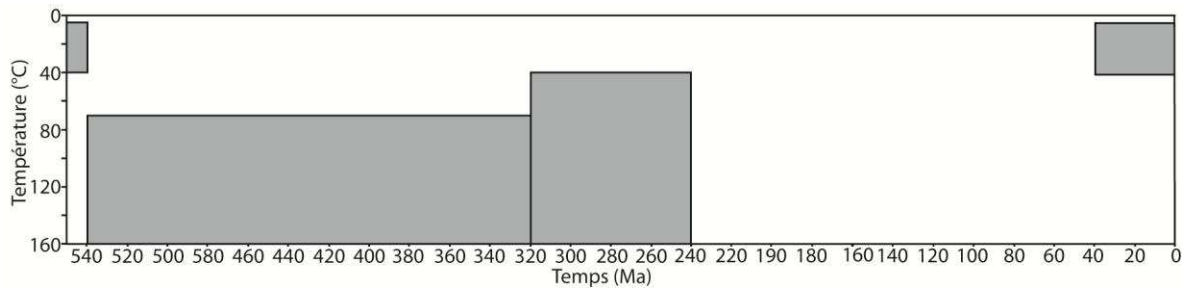


Figure IV.18 – Contraintes géologiques sur l'histoire thermique des échantillons du groupe A2.

a- Échantillons de la série TZA

L'inversion des données AFT du Nord du Hoggar (TZA182, TZA204 ; Figure IV.19) montre une répartition globalement homogène des solutions dans les contraintes de 550 à 240 Ma. L'histoire thermique semble inférieure à 100°C entre 240 et 100 Ma, par contre entre 100 et 40 Ma l'échantillon serait réchauffé à plus de 100°C avant son exhumation Eocène.

Toutefois, ces inversions ne sont basées que sur 2 âges AFT sans longueurs de traces confinées et, comme on l'a vu au paragraphe 2.3.c, ce type de données ne contraint que très peu l'histoire thermique. Nous avons donc réalisé de nouvelles inversions avec des contraintes différentes (Figure IV.20). Ces résultats montrent que d'autres histoires thermiques sont possibles entre 240 et 40 Ma. Nous avons donc testé une gamme variée de contraintes libres, non présentées ici. Le point commun entre ces solutions est que les échantillons ont dû subir une chauffe d'au moins 90°C entre 250 et 50 Ma, mais que cette chauffe a pu être ponctuelle ou distribuée sur l'ensemble de la période. En outre, aucune solution ne permet à l'échantillon d'arriver en surface avant 110 Ma.

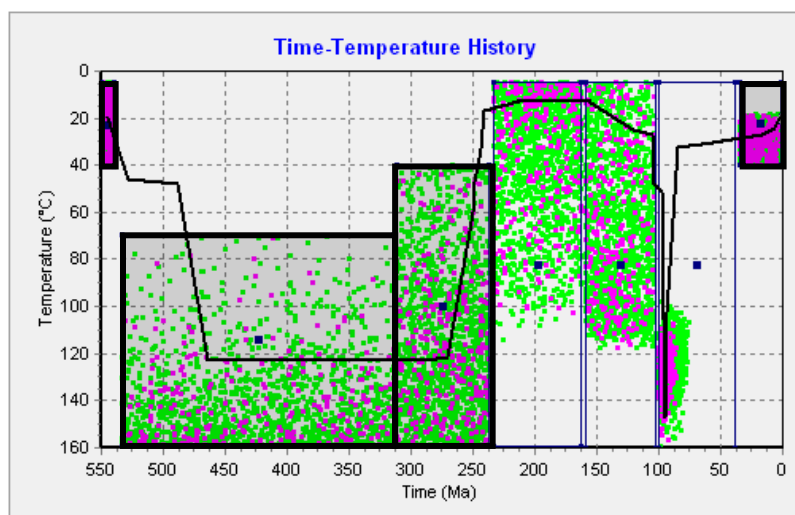


Figure IV.19 – Inversions des données AFT des échantillons TZA182 et TZA204 du Groupe A2.

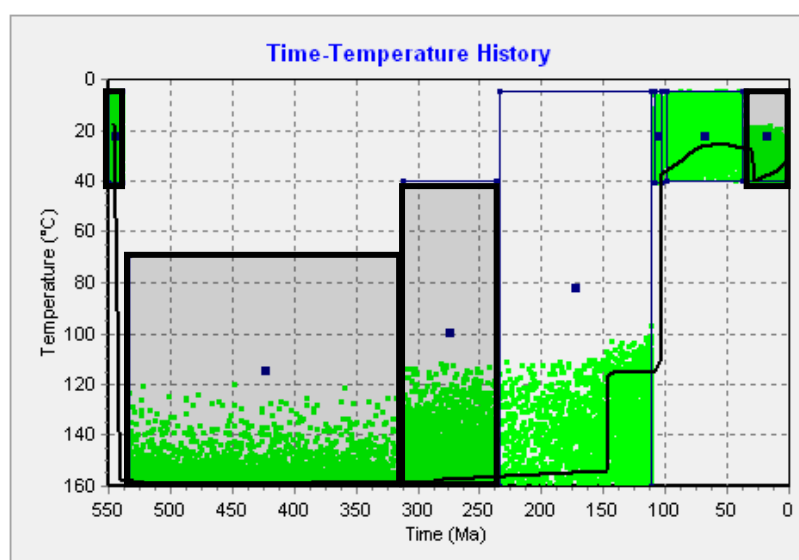


Figure IV.20 – Inversions des données AFT des échantillons TZA182 et TZA204 du Groupe A2 avec d'autres contraintes sur l'histoire thermique.

b- Échantillons de la série ARO

Seul ARO113 a permis la datation par traces de fission. Les inversions (Figure IV.21) traduisent les mêmes résultats que pour la série TZA : plusieurs solutions sont possibles, mais il est nécessaire d'avoir réchauffé l'échantillon après 300 Ma, d'autre part son exhumation ne peut intervenir qu'à partir de 130 Ma.

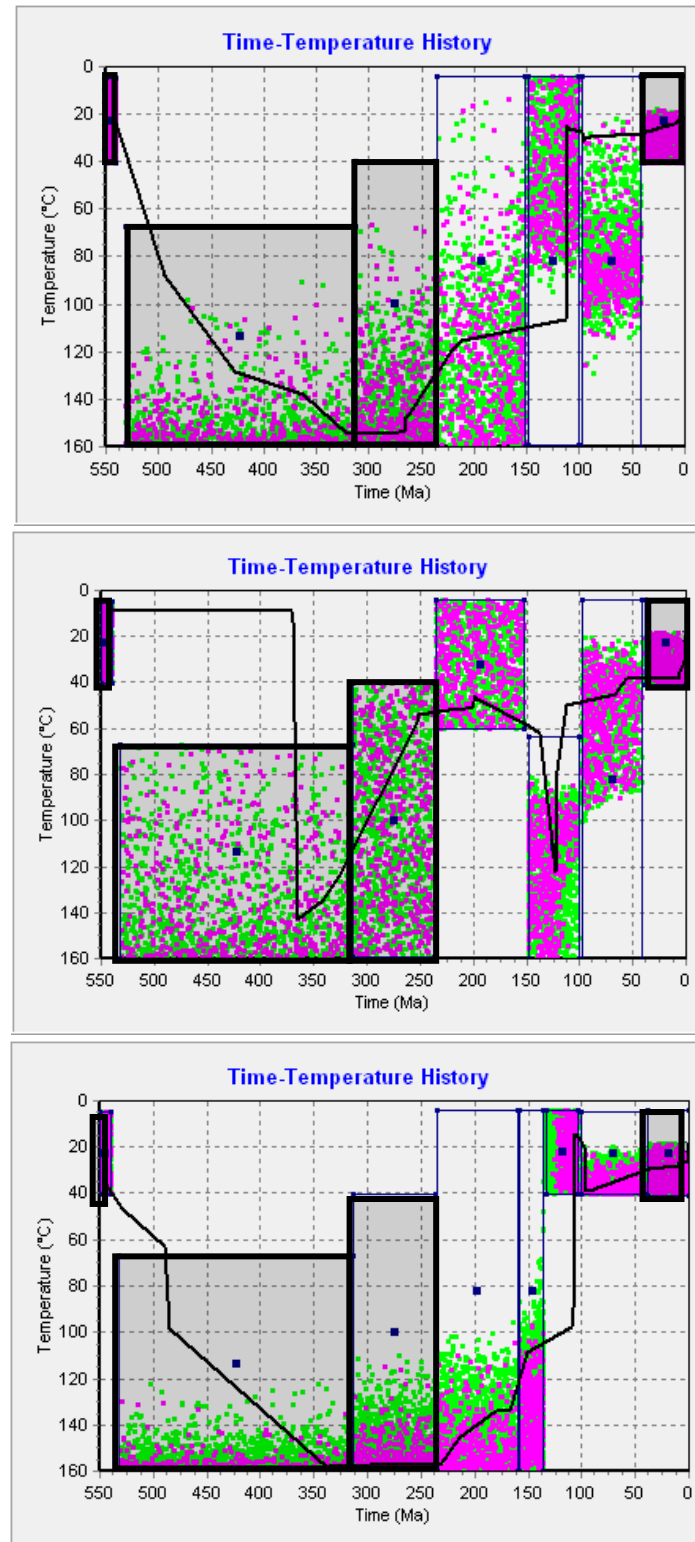


Figure IV.21 – Inversions des données ARO du Groupe A2 avec plusieurs types de contraintes

c- Résumé

Les inversions des données du groupe A2, qui ne contiennent pas de mesures de longueurs de traces confinées, ont permis de mettre en évidence une phase de réchauffement post-hercynien supérieure à 80°C. De plus, l'exhumation des échantillons intervient nécessairement après ~110 Ma. Ces résultats sont représentés sur la Figure IV.22.

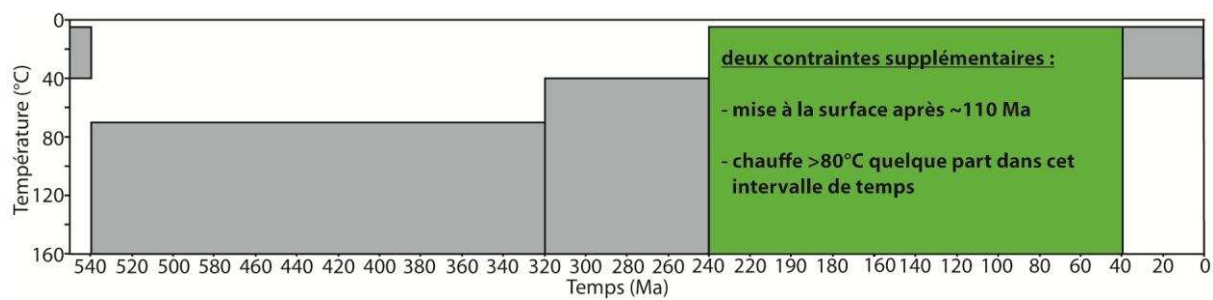


Figure IV.22 – Histoire thermique du groupe A2, avec les contraintes géologiques en gris, et les résultats des inversions AFT en vert.

5.4 – Groupe B1

Le groupe B1 est constitué des échantillons éloignés du paléozoïque mais suffisamment proches des terrains mésozoïques. Il s'agit d'un échantillon de l'Est de l'Aïr, BLN12. La figure IV.23 permet de se représenter les contraintes géologiques sur l'histoire thermique de cet échantillon, discutées dans le paragraphe 5.1.

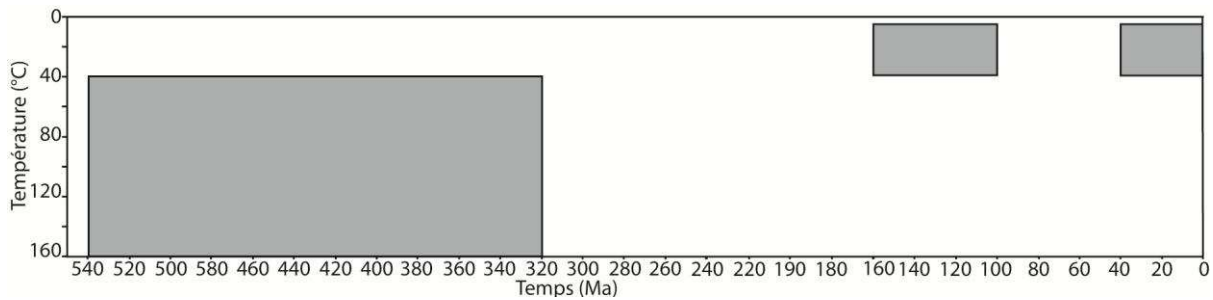


Figure IV.23 – Contraintes géologiques sur l'histoire thermique des échantillons du groupe B1.

BLN12 a donné un âge AFT de 91 ± 10 Ma. Etant considéré comme statistiquement dispersé (voir Annexes), les interprétations qui vont suivre doivent être considérées avec prudence. La Figure IV.24 présente les inversions de cet âge que nous avons réalisées. Comme pour les autres groupes de données, un âge AFT seul ne permet pas de modéliser précisément l'histoire thermique. Toutefois, les différentes inversions montrent qu'étant donné la contrainte d'un refroidissement Crétacé Inférieur (donnée par les arguments géologiques de surface, voir chapitre 5.1), l'échantillon doit nécessairement avoir été chauffé à plus de 70°C après 100 Ma. Pour ce qui est de la période 320-150 Ma, les données ne permettent la contrainte de solutions préférentielles. Ces résultats sont représentés sur la Figure IV.25.

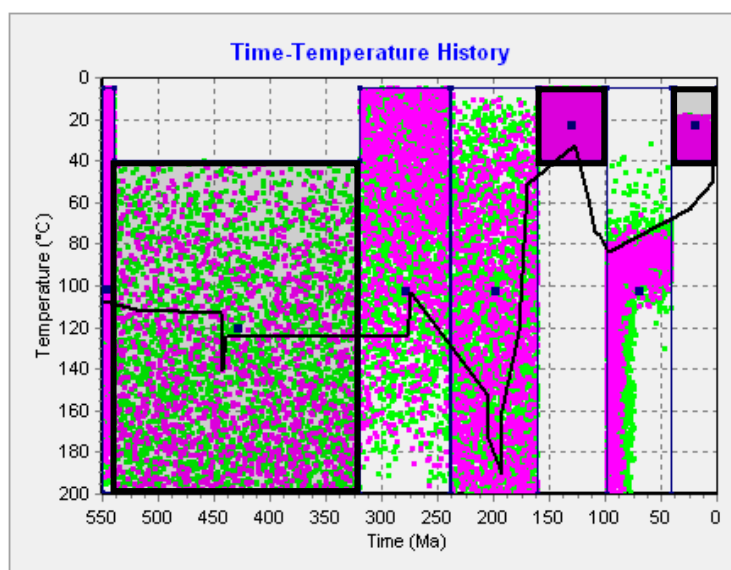


Figure IV.24 – Inversions des données AFT de l'échantillon BLN12.

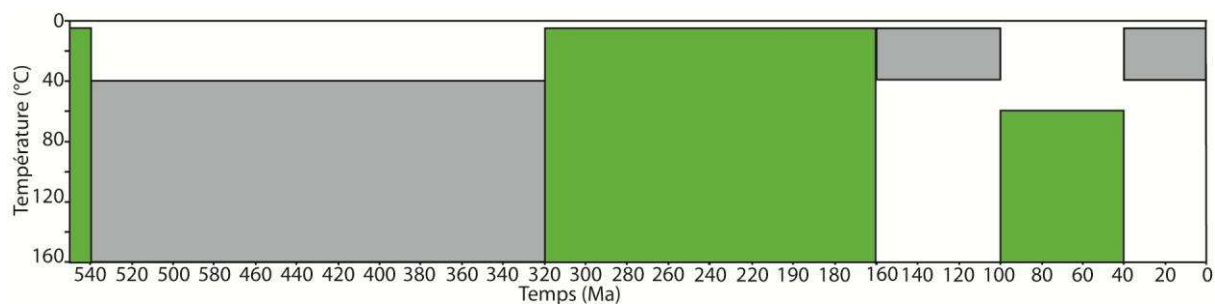


Figure IV.25 – Histoire thermique du groupe B1, avec les contraintes géologiques en gris, et les résultats des inversions AFT en vert.

5.5 – Groupe B2

Le groupe B2 est constitué des échantillons éloignés de tous les témoins sédimentaires phanérozoïques. Il s'agit des échantillons du centre du Hoggar: TZA14, TZA28 ainsi que les séries ALG et IT. La figure IV.26 permet de se représenter les contraintes géologiques sur l'histoire thermique de ce groupe d'échantillons, discutées dans le paragraphe 5.1.

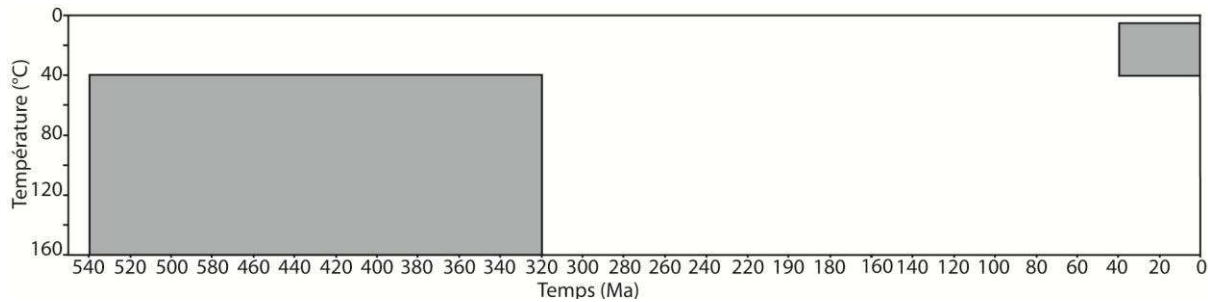


Figure IV. 26 – Contraintes géologiques sur l'histoire thermique des échantillons du groupe B2.

a- Échantillons de la série TZA

Parmi les échantillons TZA14 et TZA28, seul TZA28 a permis l'acquisition d'un âge AFT de 75 ± 28 Ma. Cet âge montrant des statistiques de dispersion mauvaises, il convient donc de considérer les résultats des inversions qui vont suivre avec prudence. Nous avons inversé les données, tout d'abord avec plusieurs types de contraintes libres (Figure IV.27).

Ces inversions montrent que l'exhumation des échantillons ne peut être antérieure à 80 Ma, et que cette exhumation est précédée d'une phase de réchauffement à au moins 80°C.

b- Échantillons de la série ALG, première partie : ALG1 et ALG2

Dans la série ALG, les échantillons ALG1, ALG2 et ALG3 ont pu être datés. Les longueurs de traces confinées ont pu être comptées sur ALG2. Dans un premier temps, nous avons essayé d'inverser toutes les données ensemble, mais même en ne définissant pas de contraintes sur l'histoire thermique, il s'avère qu'aucune solution n'est trouvée aux inversions. Différents tests ont pu mettre en évidence que cette impossibilité de trouver des solutions relève d'une inadéquation entre les trois âges AFT mesurés (166 ± 10 , 166 ± 9 et 99 ± 6 Ma, respectivement pour ALG1, 2 et 3). L'importante différence entre les âges fait qu'aucune histoire thermique ne peut justifier les trois résultats. De fait, nous avons choisi d'inverser d'une part ALG1 et ALG2, et d'autre part ALG3.

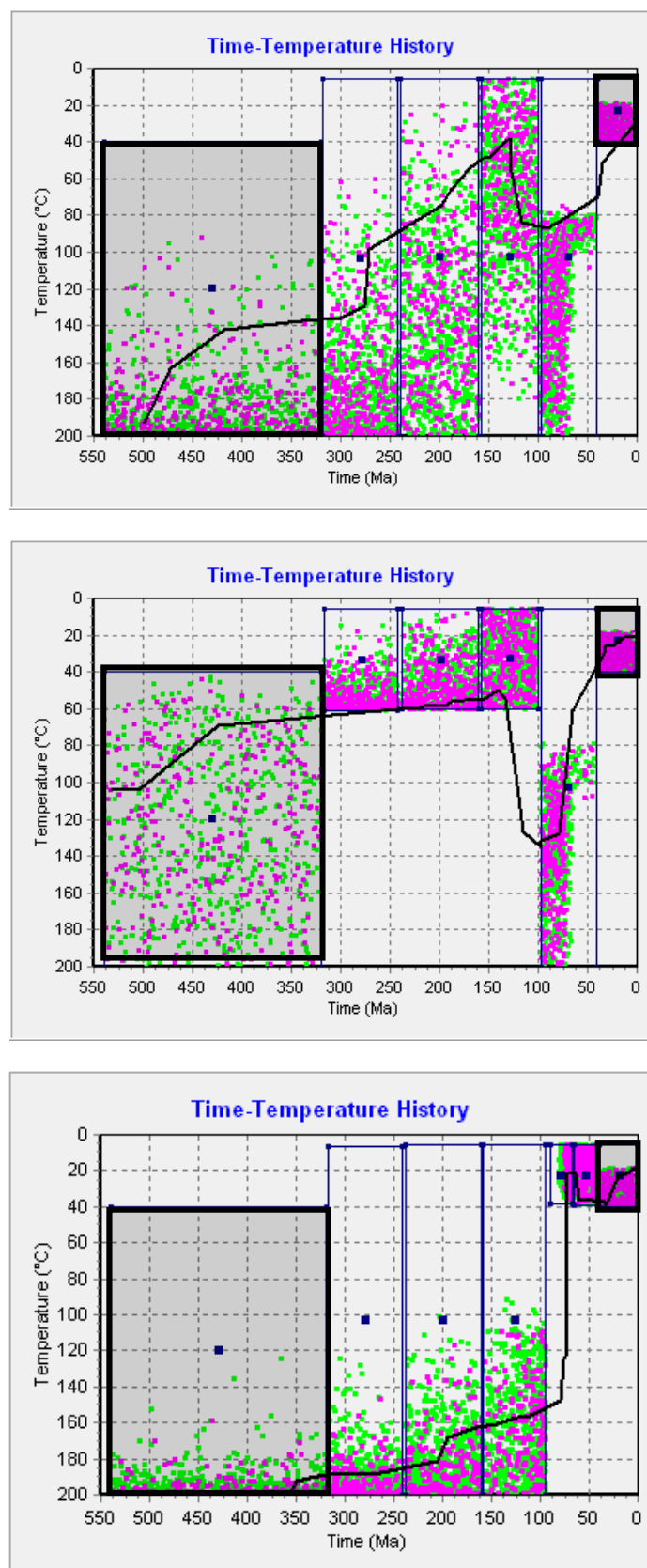


Figure IV.27 – Inversions des données AFT de l'échantillon TZA28.

La Figure IV.28 présente les résultats des inversions des échantillons ALG1 et ALG2, avec des contraintes géologiques de type B2. Les résultats montrent une histoire thermique paléozoïque relativement chaude. Dans les contraintes libres, l'hercynien semble lui aussi assez chaud ($>80^{\circ}\text{C}$), tandis que la période 240-100 Ma est froide ($<60^{\circ}\text{C}$). Les températures augmenteraient entre 100 et 40 Ma, atteignant $\sim 70^{\circ}\text{C}$.

Nous avons lancé d'autres inversions en faisant varier les contraintes libres pour juger de l'unicité de ces résultats. La phase de réchauffement au Crétacé Supérieur est nécessaire quelques soient les contraintes. Par ailleurs, contrairement aux modélisations précédentes qui contraignaient peu l'histoire thermique antérieure à 100 Ma, ici les inversions ne trouvent des solutions que si l'échantillon est refroidi à moins de 60°C entre 240 et 100 Ma (et les solutions les plus robustes statistiquement ne dépassent que rarement les 40°C durant cette période). Enfin, les inversions ne trouvent des solutions que si une phase de réchauffement est introduite entre 550 et 250 Ma. La Figure IV.29 montre qu'il est possible de placer ce réchauffement au Paléozoïque Inférieur, mais que dans ce cas peu de solutions sont trouvées ; un réchauffement hercynien permet, par contre, une bien meilleure réponse des inversions, avec plus de résultats et des chemins good fit.

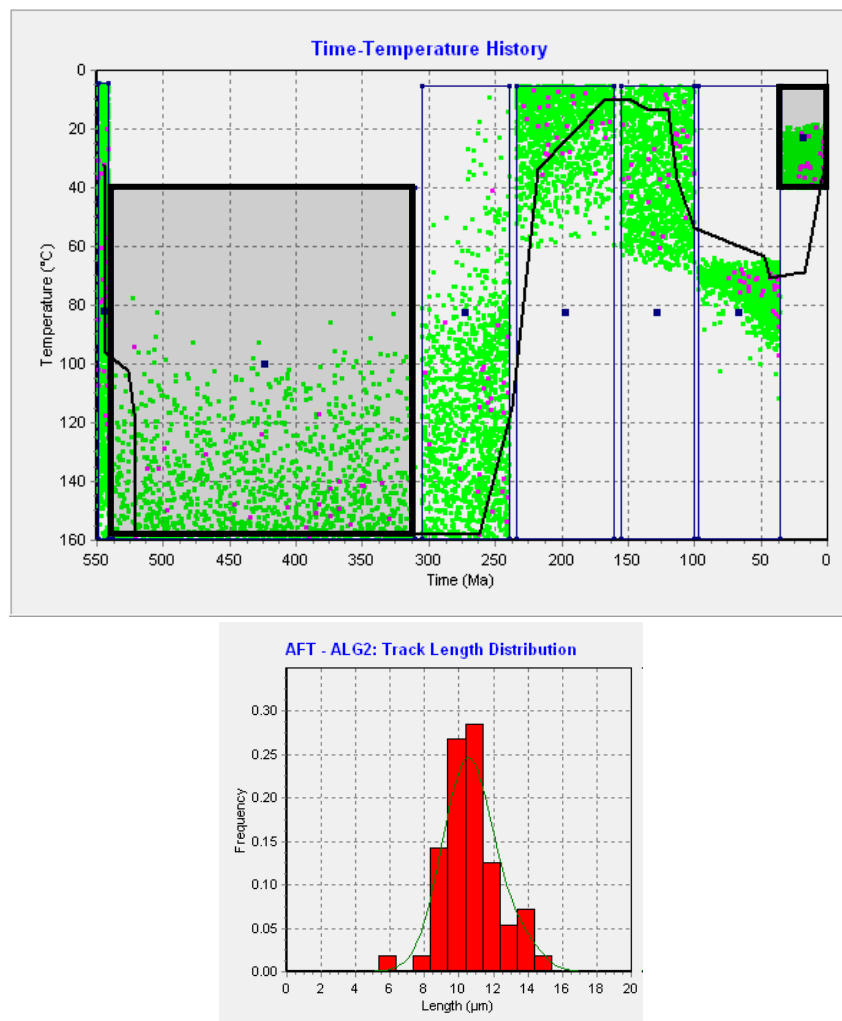


Figure IV.28 – Inversions des données AFT des échantillons ALG1 et ALG2, avec les contraintes sur l'histoire thermique de type B2.

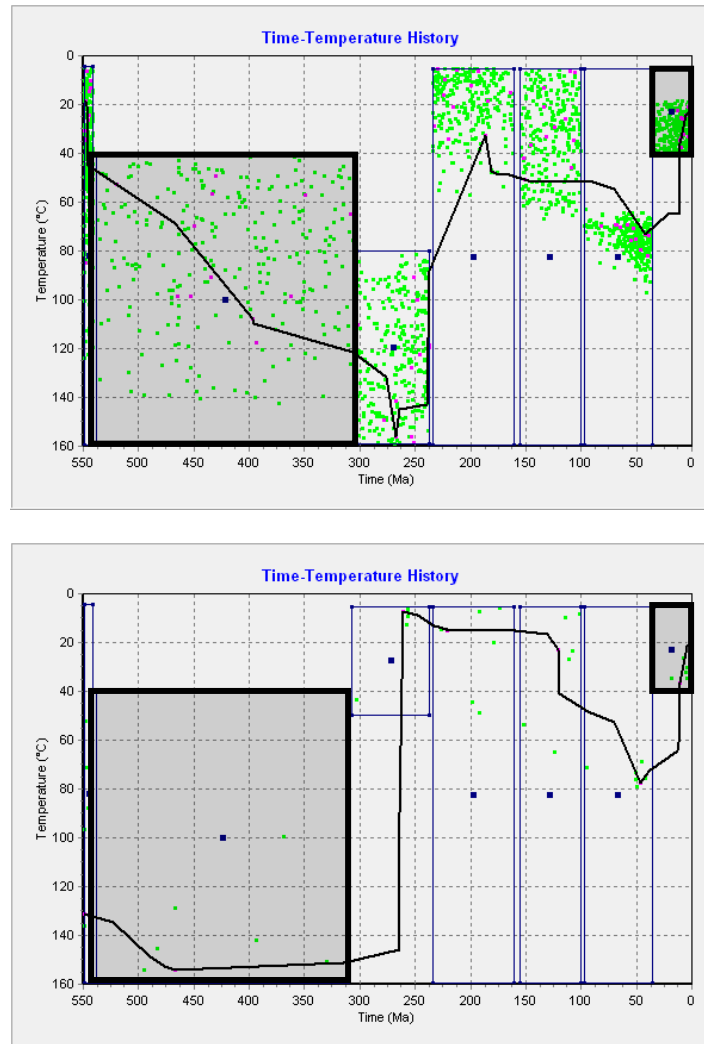


Figure IV.29 – Inversions des données AFT des échantillons ALG1 et ALG2, avec un réchauffement sur l'ensemble du Paléozoïque (en haut) et un réchauffement antérieur à l'Hercynien (en bas). A nombre de chemins testés égaux (30.000), on voit que les résultats sont bien meilleurs si l'épisode hercynien est chaud (>80°C) que s'il est froid (<50°C).

c- Echantillons de la série ALG, deuxième partie : ALG3

Nous avons inversé les données de l'échantillon ALG3 avec ses contraintes géologiques de type B2 (Figure IV.30). Sur ces inversions, l'histoire 320 – 100 Ma est relativement peu contrainte puisque l'ensemble des solutions est possible, tandis que l'épisode 100 – 40 Ma converge vers une température de ~80°C. Nous avons testé une gamme variées de contraintes libres, qui ont montré que l'exhumation des échantillons ne pouvait pas être antérieure à ~100 Ma, et que cette exhumation était nécessairement précédée d'une phase de chauffe à au moins 80°C.

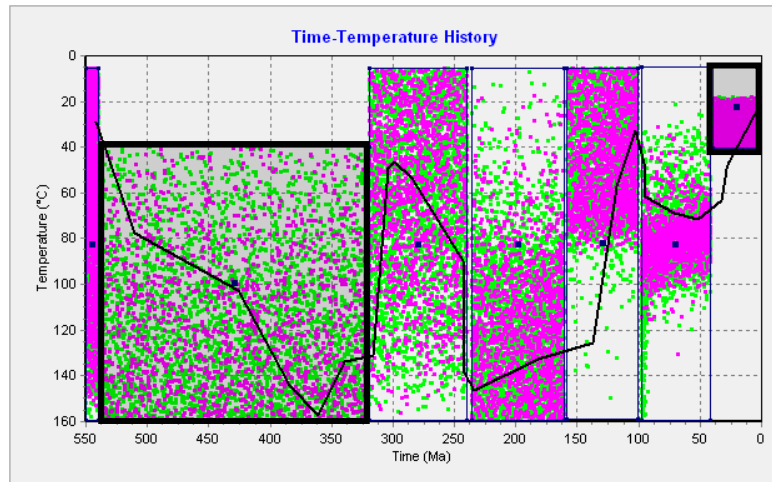


Figure IV.30 – Inversions des données AFT de l'échantillon ALG3, avec des contraintes de type B2 (en haut) et d'autres contraintes (au milieu, en bas).

d- Echantillons de la série IT

Nous avons inversé conjointement les données des échantillons IT05 et IT22. Mais même en ne définissant pas de contraintes, seul un faible nombre de solutions acceptable est trouvé (Figure IV.31). Cela peut être expliqué par les données mesurées : IT05 montre un âge central de 75 ± 8 Ma, avec une dispersion de 21% et un test du $P(\chi^2)$ de 10% ; IT22 donne un âge de 96 ± 11 Ma, avec une dispersion de 39% et un $P(\chi^2)$ de 0%. L'importante dispersion qui caractérise ces mesures peut donc expliquer l'écart entre les deux âges et la difficulté à trouver des solutions satisfaisantes aux inversions. Nous n'avons donc pas poussé plus loin les modélisations, puisque les inversions sont basées sur des données non fiables statistiquement.

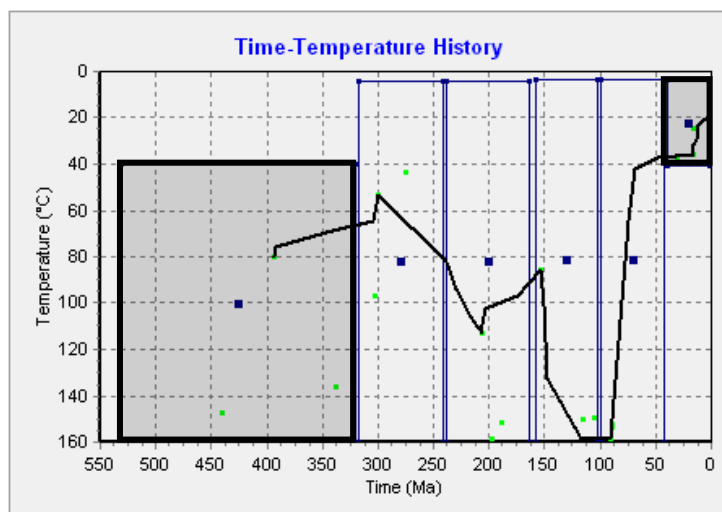


Figure IV.31 – Inversions des données AFT des échantillons IT05 et IT22 avec des contraintes de type B2.

e- Résumé

Certaines des données du groupe A2 ont pu être modélisées. Les inversions des échantillons TZA28 et ALG3, qui n'ont pas permis de mesures des longueurs de traces confinées, montrent une exhumation des échantillons au plus tôt à partir du Crétacé Supérieur, précédée d'une phase de réchauffement à environ $\sim 80^{\circ}\text{C}$, dont la durée n'est pas contrainte. Les inversions des échantillons ALG1 et ALG2 ont montré que cette phase de chauffe devait être précédée d'une phase de refroidissement entre le Trias et le Crétacé Inférieur. En outre les inversions semblent favoriser une histoire relativement chaude à l'hercynien. Les échantillons IT05 et IT22, trop dispersés, n'ont pas permis d'inversions. L'ensemble de ces résultats sont représentés sur la Figure IV.44.

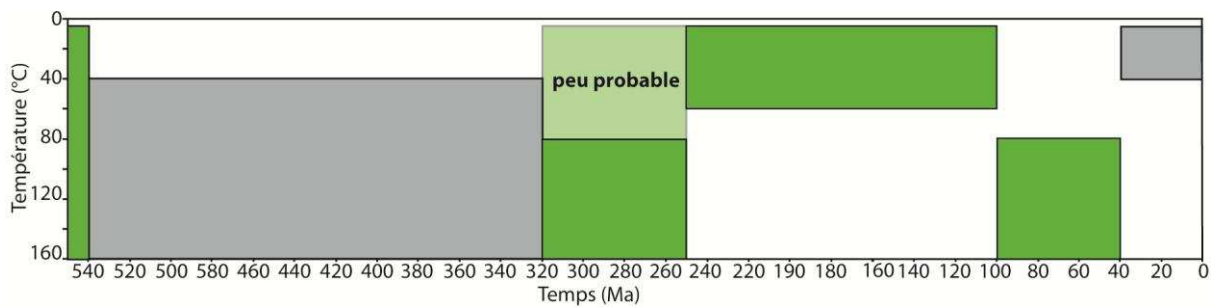


Figure IV.32 – Histoire thermique du groupe B2, avec les contraintes géologiques en gris, et les résultats des inversions AFT en vert. Entre 320 et 250 Ma, la température serait probablement supérieure à 80°C .

5.6 – Résumé : vers une histoire thermique unifiée du Bouclier Touareg ?

Le travail d'inversion des résultats des analyses AFT a permis de mettre en évidence certaines caractéristiques des histoires thermiques des échantillons. Toutefois ces caractéristiques varient, bien souvent suivant la précision des données, avec dans le pire des cas des âges AFT très dispersés pour des échantillons proches ne permettant pas les inversions, ou dans le meilleur des cas des mesures de longueurs de traces confinées allant jusqu'à contraindre l'histoire thermique entre 320 et 250 Ma. On peut donc se poser la question de la signification de ces résultats, non plus à l'échelle locale d'une série d'échantillons, mais plutôt à l'échelle de l'ensemble du Bouclier Touareg. Nous allons donc discuter ici des points communs entre toutes les inversions, afin d'essayer de définir une histoire thermique régionale, représentée en Figure IV.33.

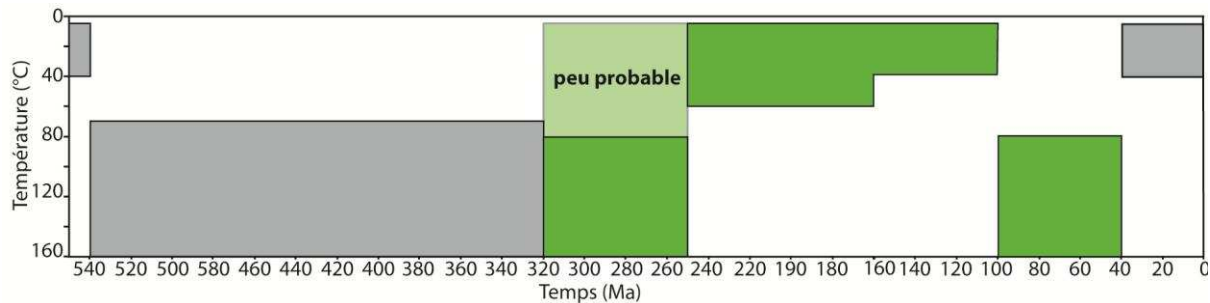


Figure IV.33 – Histoire thermique synthétique du Bouclier Touareg, issue de la compilation des histoires des quatre groupes A1, A2, B1 et B2. Les contraintes grises sont issues d'arguments géologiques valables pour tous les groupes, les contraintes vertes sont issues des inversions des données AFT. Voir texte pour une discussion de chaque contrainte.

L'âge de mise à la surface des échantillons est plus ou moins contraint suivant les inversions. Certaines autorisent une exhumation à partir de 120-90 Ma (échantillons ARO et TZA du groupe A2, échantillon ALG3 du groupe B2), d'autres ne la permettent qu'à partir de 40 Ma voire moins (échantillons BLN12, ALG1 et ALG2, données de Cavellec, 2006). En généralisant les conditions les plus restrictives, les échantillons auraient donc été exhumés à ~40 Ma. Cela va dans le sens des propositions, énoncées dans le second article basé sur les données AHe, d'une exhumation généralisée du socle à l'Eocène Supérieur.

Avant cette phase d'exhumation, l'ensemble des modélisations converge vers une phase de réchauffement atteignant au moins 80°C. La majorité des inversions, qui sont basées uniquement sur des âges AFT sans longueurs, ne permet pas de dater le début de cette phase de réchauffement : elle peut débuter à 100 Ma, comme au Cambrien. Toutefois, même si cela ne relève pas d'analyses AFT mais d'arguments géologiques basés sur des témoins sédimentaires mésozoïques, les groupes A1 et B1 doivent être refroidis au Crétacé Inférieur (voir paragraphe 5.1.c). Cette contrainte est par ailleurs directement confirmée par les inversions des échantillons ALG1 et ALG2 qui nécessitent un refroidissement des échantillons au Crétacé Inférieur, bien qu'il n'y ait plus de témoin sédimentaire mésozoïques à proximité (groupe B2).

En ce qui concerne les périodes antérieures, les inversions d'ALG1 et ALG2 suggèrent que le Trias-Jurassique soit inférieur à 50°C, et que l'Hercynien soit plutôt chaud. Mais contrairement au refroidissement Crétacé Inférieur qui est fiable car il est soutenu d'une part par ces analyses mais surtout par la présence de témoins sédimentaires à plusieurs endroits du bombement, ces résultats sur l'histoire anté-crétacée ne sont que contraints par les longueurs d'ALG2. D'autres mesures de longueurs seraient nécessaires pour consolider ces hypothèses.

L'histoire thermique antérieure n'est pas contrainte, on doit donc s'en tenir aux arguments géologiques qui proposent un enfouissement sous les séries paléozoïques (voir paragraphe 5.1 pour une discussion étendue).

6. Discussion et comparaison avec les autres données disponibles dans le Sahara

Après avoir modélisé l'histoire thermique du Bouclier Touareg à partir des données AFT, il est nécessaire de comparer ces résultats avec l'ensemble des données de thermochronologie disponibles sur la région. Ce travail sera réalisée en deux temps : nous commencerons par comparer les interprétations des données AFT et AHe sur le Bouclier Touareg, puis nous discuterons de l'adéquation (ou non) de nos résultats sur le Bouclier Touareg avec des données AFT publiées portant sur les bassins périphériques au Bouclier Touareg.

6.1 – Comparaison avec les données AHe

Des analyses AHe, présentées dans le chapitre III de cet ouvrage, ont été menées sur la même gamme d'échantillons que les analyses AFT (voir Figure B du support de fin de manuscrit qui représente la répartition des analyses en fonction des échantillons). Préalablement à une comparaison des interprétations des résultats des deux méthodes, nous allons discuter des données brutes de ces deux gammes d'analyses (présentées conjointement en Annexes).

a- Comparaison des taux d'uranium des apatites

A l'exception de l'échantillon TZA204, les teneurs en uranium mesurées lors des analyses AHe sont systématiquement supérieures (et parfois de beaucoup) aux teneurs mesurées par la méthode AFT (Tableau IV.12). Ces différences pourraient traduire un dysfonctionnement dans les analyses. L'analyse des taux d'U pour l'AHe passant par un ICP-MS dont la déviation est contrôlée en temps-réel par la mesure de plusieurs types de standards, il semble plus aisé de mettre ce dysfonctionnement sur le compte des mesures AFT. Dans ce cas-là, plusieurs pistes sont envisageables : l'erreur pourrait provenir de l'utilisateur, du protocole employé, ou de la sélection des grains.

	U (AHe)	U (AFT)	U _{AHe} /U _{AFT}
ALG2	24.3	19	1.3
ALG3	34.8	24.1	1.4
ARO113	54	8.8	6.1
BLN12	9.45	5	1.9
IT05	58.2	5.1	11.4
IT22	40.3	7.6	5.3
TOD17	43	7.4	5.8
TOD27	45.3	3.8	11.9
TOD30	83.8	4.9	17.1
TZA28	76.4	29.5	2.6
TZA182	17.1	8.5	2.0
TZA204	9.48	8.8	1.1

Tableau IV.12 – Teneurs moyennes en U mesurées par les méthodes AHe et AFT, et le rapport entre les deux mesures (valeurs AHe divisées par valeurs AFT).

Une erreur lors de la mesure des données AFT, qu'elle soit liée au protocole ou au comptage (donc à l'utilisateur) semble toutefois improbable. En effet, la différence de teneur en U est visible sur les échantillons de deux irradiations n'ayant ni été préparées en même temps ni comptées par les mêmes utilisateurs : l'irradiation OR02 (échantillons ALG comptés par Jocelyn Barbarand) et l'irradiation OR07 (autres échantillons comptés par l'auteur).

Si des erreurs de manipulations ne peuvent pas être à l'origine de ces écarts, alors il faut les expliquer autrement : peut-être que ces différences proviennent de la sélection des grains. En effet, les grains utilisés en AHe sont ceux ne présentant pas d'inclusion, tandis que ceux utilisés en AFT en contiennent généralement. Et si cette présence/absence d'inclusion est corrélée à la composition chimique des grains, alors la sélection des grains introduit un fractionnement qui peut expliquer ces différences. Des analyses supplémentaires devront être menées pour espérer répondre à ces questions.

b- Dispersion des mesures AFT et AHe

Les données AFT montrent fréquemment une importante dispersion, qui va dans certains cas (échantillons BLN12, IT05, IT22 et TZA28) jusqu'à dépasser les valeurs limites admises par la communauté (test statistique de dispersion inférieur à 15% et test du $P(\chi^2)$ supérieur à 5%). Les résultats de ces tests ne sont pas corrélés avec les âges, ni avec les valeurs de Dpar.

En ce qui concerne les données AHe, les différents réplicates ont également montré des valeurs assez variables. Cela nous a d'ailleurs amenés à ne pas prendre en compte dans le calcul des âges moyens les réplicates montrant des âges trop vieux (voir Chapitre III).

On peut donc se poser la question d'une possible corrélation entre les dispersions des résultats des deux méthodes. Nous avons donc comparé en Figure IV.34 la dispersion des données AFT et la dispersion des réplicates AHe (exprimée par le coefficient de variation C_v qui est l'écart-type divisé par la moyenne). On voit qu'il n'y a pas de corrélation : les échantillons les plus dispersés pour les analyses AHe ne sont pas ceux les plus dispersés pour les analyses AFT. Les problèmes de dispersion rencontrés lors des mesures des deux méthodes sont donc indépendants, et n'ont pas une origine commune.

c- Comparaison des interprétations, modélisations croisées

L'interprétation des données AHe (Chapitre III) permis de proposer plusieurs idées. En premier lieu, les données montreraient une exhumation éocène des échantillons, et traduiraient une exhumation généralisée du Bouclier Touareg antérieure au volcanisme. Par ailleurs, l'importante dispersion des analyses a été interprétée comme la marque d'un réchauffement partiel, suggérant que les échantillons n'ont pas été chauffés à plus de 80°C avant leur exhumation éocène. Nous avons donc proposé, au moins pour les échantillons proches de témoins sédimentaires crétacés, que cette phase de réchauffement soit liée à un enfouissement sous une couverture sédimentaire d'âge crétacé à éocène, et d'épaisseur plurikilométrique.

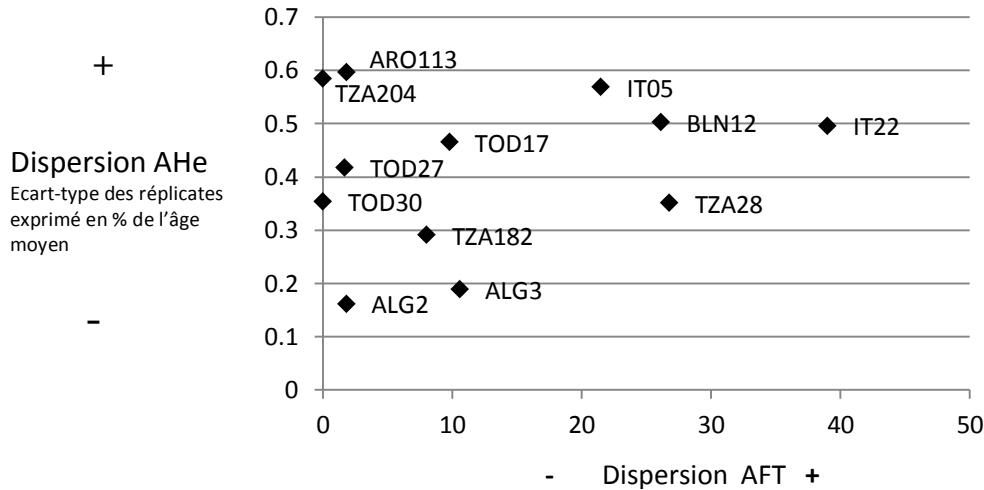


Figure IV.34 – Dispersion des mesures AHe (exprimées par le coefficient de variation qui est l'écart type divisé par la moyenne) en fonction de la dispersion des mesures AFT (en %), pour chaque échantillon.

Ainsi les interprétations des histoires thermiques issues des deux jeux de données se corrèlent convenablement (Figure IV.35): l'exhumation Eocène montrée par les données AHe est généralement possible dans les inversions AFT, et les deux jeux de données prédisent une phase d'enfouissement à $\sim 80^{\circ}\text{C}$ entre 100 et 50 Ma. Les analyses AFT permettent de confirmer l'exhumation du socle au Crétacé Inférieur, qui n'étaient que suggérée pour l'ensemble du Bouclier dans l'article sur les données AHe.

En conclusion, l'emploi de deux méthodes de thermochronologie basse température, AFT et AHe, combinée à la prise en compte d'arguments géologiques tels que la présence de témoins sédimentaires mésozoïques ou de volcanisme, nous a permis de reconstruire l'histoire thermique du Bouclier Touareg, représentée dans la Figure IV.36. Cette histoire demeure toutefois qualitative plus que quantitative, bien que nous considérons qu'elle soit adaptée à l'ensemble du Bouclier Touareg.

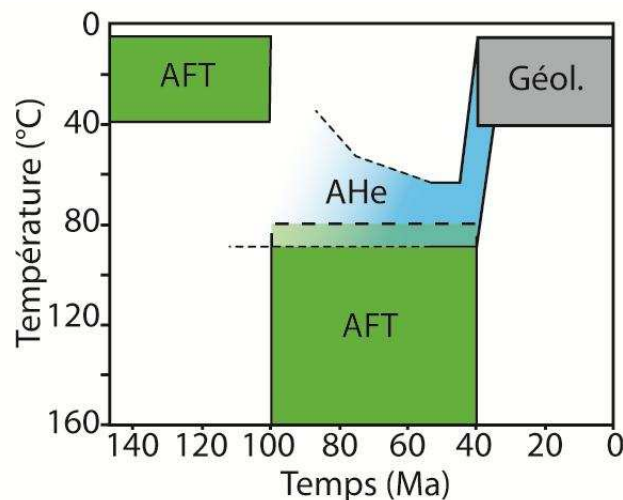


Figure IV.35 – Histoire thermique Méso-Cénozoïque synthétique du Bouclier Touareg. Les contraintes vertes représentent les résultats des modélisations AFT, la boîte grise représente les contraintes géologiques (volcanisme <35 Ma), et la contraintes bleue représente les résultats des mesures AHe.

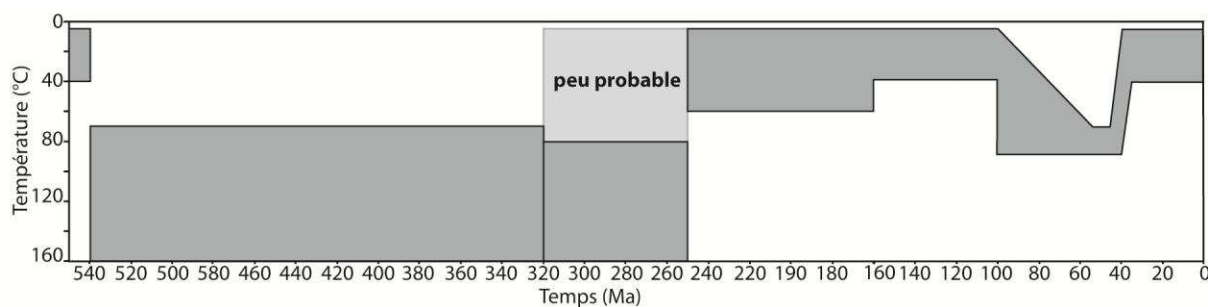


Figure IV.36 – Histoire thermique synthétique du Bouclier Touareg au Phanérozoïque (en gris). Voir texte pour discussion.

6.2 – Discussion des données des bassins en bordure Nord-Ouest du Hoggar

Les bassins d’Ahnet, Sbaa, Reggane et les contreforts de l’Ougarta ont fait l’objet de deux études de thermochronologie basse température : Logan & Duddy (1998) et Akkouche (2007).

L’étude de Logan & Duddy (1998) présente quatre histoires thermiques (Figure IV.37), interprétées à l’aide d’équations propriétaires (Geotrack Inc.) à partir de plusieurs jeux de données (réflectance de la vitrinite, traces de fission sur apatite et zircon) qui ne sont pas publiées.

En ce qui concerne la zone la plus proche du bombement (partie Est du bassin d’Ahnet), les interprétations que nous avons faites à partir de données du Bouclier Touareg sont en accord avec ces histoire thermiques, au moins la période post 200 Ma : le Jurassique montre un refroidissement, le Crétacé Inférieur montre un très léger réchauffement qui s’accélère au Crétacé Supérieur, l’augmentation de température atteignant ~50°C à l’Eocène.

En revanche, l’histoire thermique antérieure à 200 Ma montre des caractéristiques que nous n’avons pas réussi à reproduire : une importante et brève phase de réchauffement à 200 Ma (qui pourrait être reliée à une phase rapide de subsidence-érosion, ou alors à la mise en place de dolérites liées au CAMP, pourtant non décrit dans l’Ahnet) ; un réchauffement bref au Dévonien Supérieur, qui pourrait correspondre à un épisode extensif (voir Chapitre I).

Un élément particulièrement intéressant est que les autres histoires thermiques modélisées par ces auteurs (Figure IV.37) sont plus éloignées du bombement et montrent un refroidissement important au Carbonifère, interprété comme une exhumation hercynienne. Etant donné que l’histoire thermique de l’Est de l’Ahnet ainsi que nos résultats ne montrent pas de traces significatives de cette exhumation, il semblerait donc qu’elle soit amortie en direction du Bouclier Touareg.

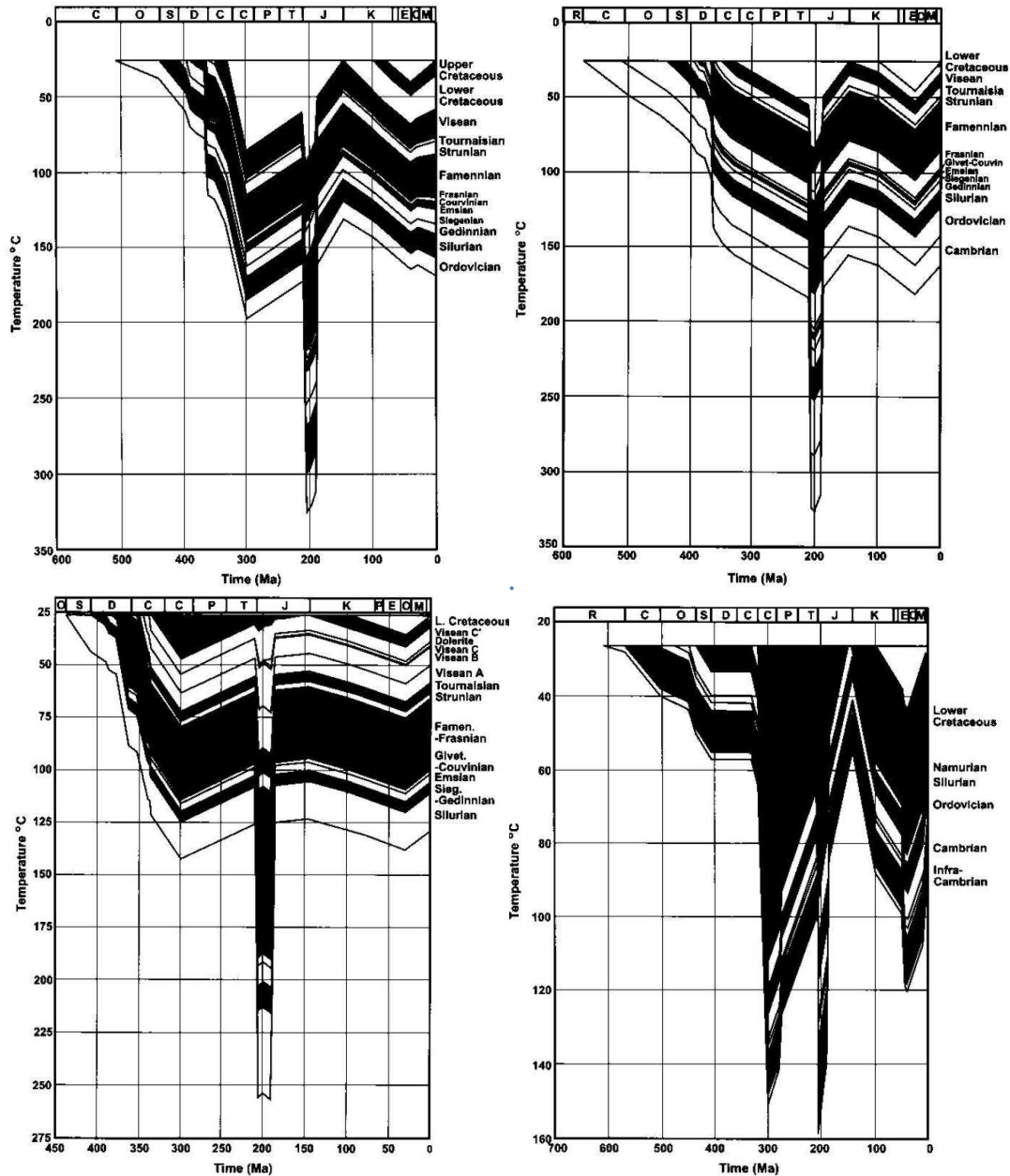


Figure IV.37 – Profil temps-température des bassins du Nord Ahnet – Timimoun (en haut à gauche), Est-Ahnet (en haut à droite), Reggane (en bas à gauche) et Sbaa (en bas à droite), d'après Logan et Duddy (1998).

Akkouche (2007) apporte de nouvelles données AFT dans les bassins de Sbaa et d'Ahnet et sur la chaîne de l'Ougarta. Il n'y a pas eu de mesure de longueurs de traces confinées. La plupart des échantillons provenant de forages à diverses profondeurs, cela ne permet pas une comparaison directe avec des données de surface. L'auteur propose que ces données reflètent, dans le bassin de Sbaa et d'Ahnet, une phase de soulèvement cénozoïque, entre 50 et 30 Ma.

Nous avons représenté ces âges AFT en fonction de la profondeur d'échantillonnage dans la figure IV.38. La répartition des âges en fonction de la profondeur dessine la forme d'une paléo-zone de rétention partielle exhumée (Fitzgerald & Gleadow, 1990 ; Fitzgerald et al., 1995). La rupture de pente dans la régression des âges AFT, déterminée graphiquement à

environ 40 Ma, détermine l'âge d'exhumation de cette ancienne ZRP. L'ampleur de cette exhumation Eocène serait de l'ordre de 1 à 1.5 km. Toutefois des mesures (surlignées en bleu) sont anormales, car éloignées des autres valeurs. Pour la mesure en surface, étant donné qu'elle provient d'un échantillon de l'Ougarta, cela peut s'expliquer par le relatif éloignement géographique par rapport aux autres données. Pour les deux autres mesures, peut-être que des problèmes de composition chimique ont pu modifier les âges.

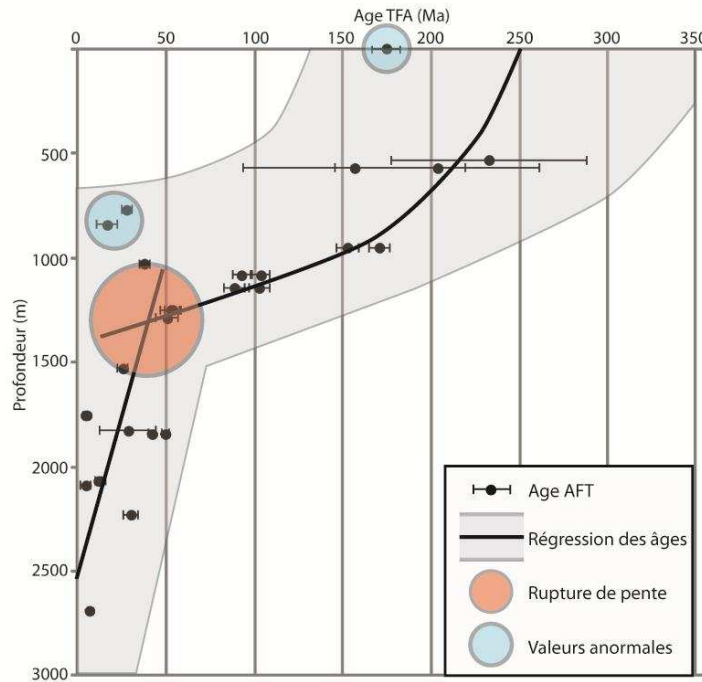


Figure IV.38 – Représentation des données AFT d'Akkouche (2007) en fonction de la profondeur d'échantillonnage, qui traduit une exhumation à ~40 Ma de 1-1.5 km (voir texte pour détails).

Si on fait abstraction de la donnée de l'Ougarta, on peut interpréter graphiquement un âge de surface d'environ 250 Ma pour l'ensemble de la zone étudiée. Cet âge serait donc plus vieux que les résultats que nous avons obtenus pour le Bouclier Touareg.

Mais cette différence est cohérente si on considère une exhumation Cénozoïque plus faible dans l'Ahnet (~50°C, d'après Logan & Duddy, 1998) que dans le Bouclier Touareg (~80°C, d'après nos interprétations). En faisant la simplification d'une histoire thermique >100 Ma similaire pour les deux échantillons, nous avons imposé dans HeFTy une chauffe à 50 et à 80°C entre 100 et 40 Ma pour un échantillon théorique (Figure IV.39). Les âges calculés par HeFTy montrent des valeurs compatibles les données existantes: l'exhumation dans le Bouclier Touareg produit un âge AFT de 120 Ma, globalement similaire à nos mesures ; tandis qu'une exhumation plus faible produit un âge plus vieux (240 Ma), compatible avec les données d'Akkouche (2007).

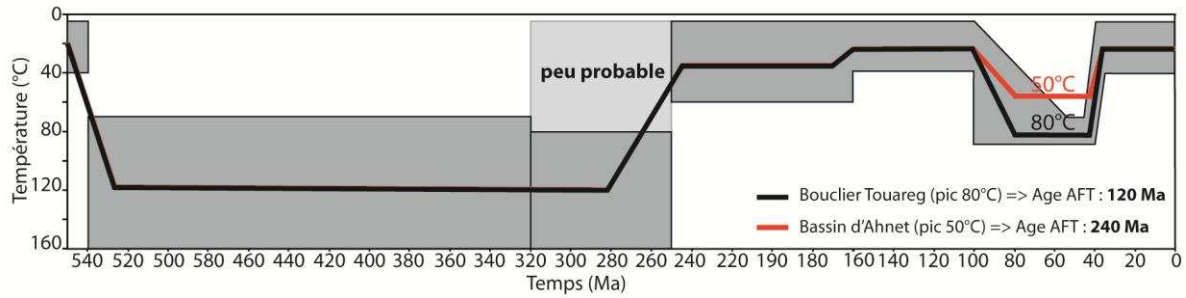


Figure IV.39 – Chemins temps-température théoriques, avec une histoire thermique > 100 Ma commune, et une phase de chauffe ultérieure à ~80°C (chemin noir, âge AFT de 100 Ma) et ~50°C (chemin rouge, âge AFT de 240 Ma).

Il semble donc que la bordure Nord-ouest du Bouclier Touareg ait enregistré les mêmes mouvements verticaux que le Bouclier Touareg lui-même, mais avec des amplitudes moindres, cohérentes avec l'éloignement au bombement. La donnée mesurée dans l'Ougarta par Akkouche (2007), anormalement jeune, pourrait témoigner d'une histoire thermique différente, liées à des mouvements verticaux intrinsèques à l'Ougarta. Cette hypothèse est cohérente avec l'étude de Logan & Duddy (1998), qui montre que les histoires thermiques diffèrent entre les bassins de Sbâa, Ahnet ou Regganne, notamment en ce qui concerne l'épisode hercynien.

6.3 – Discussion des données des bassins en bordure Nord-Est du Hoggar

Deux études de thermochronologie basse température ont été publiées sur la bordure Nord-Est du Bouclier Touareg : Glover (1999) mesure cinq données AFT (traces et longueurs de traces confinées) sur le bassin de Murzuq et l'arche de Qarqaf ; Underdown et al. (2007) publient un âge AFT sur cette même arche, et deux autres sur le bassin de Ghadamès.

a- La bordure Ouest du bassin de Murzuq

Glover (1999) a analysé deux échantillons gréseux d'âge dévonien, situés entre l'arche de Tihemboka, à l'Ouest, et le bassin de Murzuq, à l'Est. Les deux échantillons, bien qu'étant relativement proches (Figure IV.40), montrent des âges AFT très différents : 119 ± 11 et 304 ± 36 Ma, toutefois comptés sur un très faible nombre de grains (2 et 4, respectivement). Par ailleurs, des mesures de longueurs de traces confinées ont également été menées. Des inversions de ces données ont été réalisées par Glover (1999 ; Figure IV.41), mais étant donné le peu de détails communiqués sur ces travaux, nous avons lancé de nouvelles inversions pour qu'elles soient plus facilement comparables avec celles que nous avons menées sur le Bouclier Touareg.

Nous avons initialement essayé d'inverser les deux données conjointement, mais les importantes différences d'âge n'ont pas permis à HeFTy de trouver des solutions, même sans définir la moindre contrainte. Nous avons donc inversé les données individuellement.

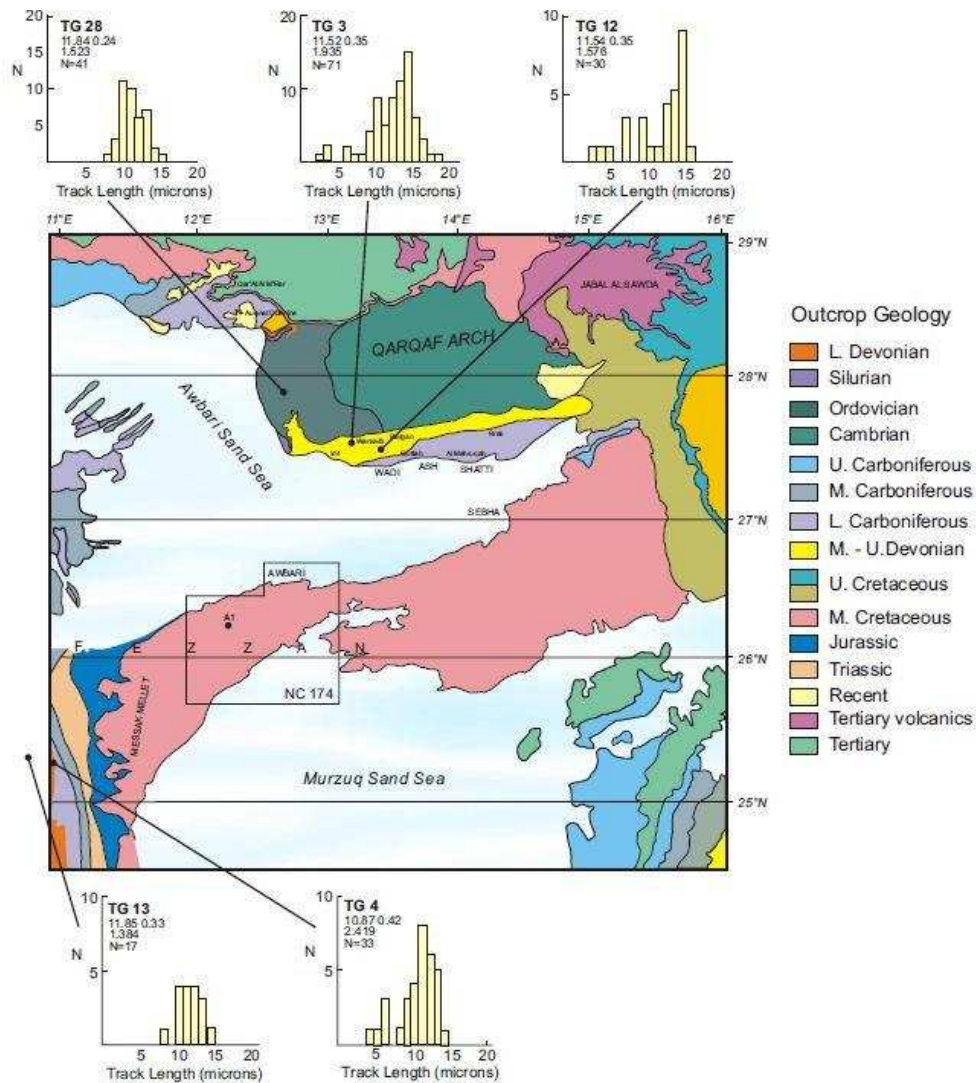


Figure IV.40 – Positionnement des échantillons de Glover (1999) et histogrammes de longueurs de traces confinées (l'histogramme de l'échantillon A1 n'est pas présenté car il n'est basé que sur 2 mesures), d'après Glover (1999).

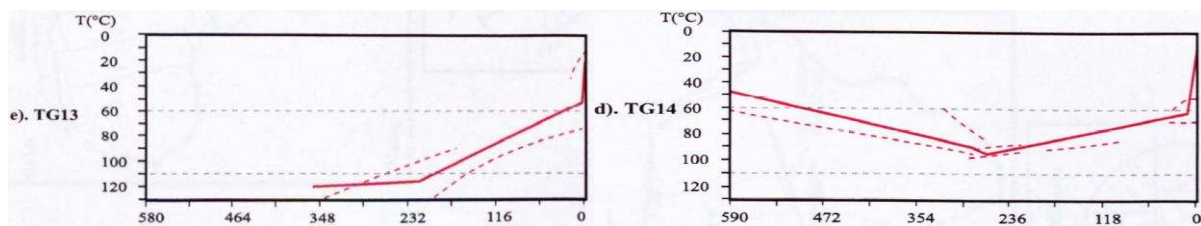


Figure IV.41 – Inversions des données AFT de l'échantillon TG13 et TG14 par Glover (1999).

Les apatites étant issues de roches sédimentaires dévoniennes, nous avons fixé une température de surface à cette époque. Par ailleurs, compte tenu du contexte intraplaque et de la topographie des échantillons (~700 m), il est relativement improbable que ceux-ci aient récemment subi une exhumation rapide typique de régions orogéniques actives. Nous avons

donc considéré un refroidissement à des températures de subsurface ($< 40^{\circ}\text{C}$) avant 10 Ma. Le reste de l'histoire thermique phanérozoïque n'est pas contrainte.

La figure IV.42 présente les inversions réalisées sur l'échantillon TG13, qui montre un âge AFT de 119 ± 11 Ma. Le Crétacé Supérieur – Eocène montre des températures de l'ordre de 60°C , compatibles avec les résultats de Glover (1999 ; Figure IV.41). En revanche, malgré les longueurs de traces confinées, nous n'avons pas pu contraindre l'histoire thermique > 100 Ma, car l'ensemble des solutions étaient possibles. Nos résultats ne sont donc pas en accord avec Glover (1999) qui propose une exhumation régulière depuis 350 Ma.

La figure IV.43 présente les inversions réalisées sur l'autre échantillon de Murzuq, TG14 (304 ± 36 Ma). Seuls des chemins acceptable fit ont été trouvés, quelque soient les contraintes utilisées. Le Crétacé Supérieur – Eocène montre là aussi des températures de l'ordre de 60°C . L'histoire thermique précédente n'est pas précisément contrainte, mais elle semble inférieure à 80°C entre 250 et 100 Ma. Cela explique l'âge AFT plus vieux que TG13, et l'existence de longueurs particulièrement courtes (entre 4 et 8 μm). Ces résultats sont en accord avec Glover (1999) qui propose que cet échantillon n'ait que ponctuellement dépassé 80°C durant toute son histoire phanérozoïque (Figure IV.53).

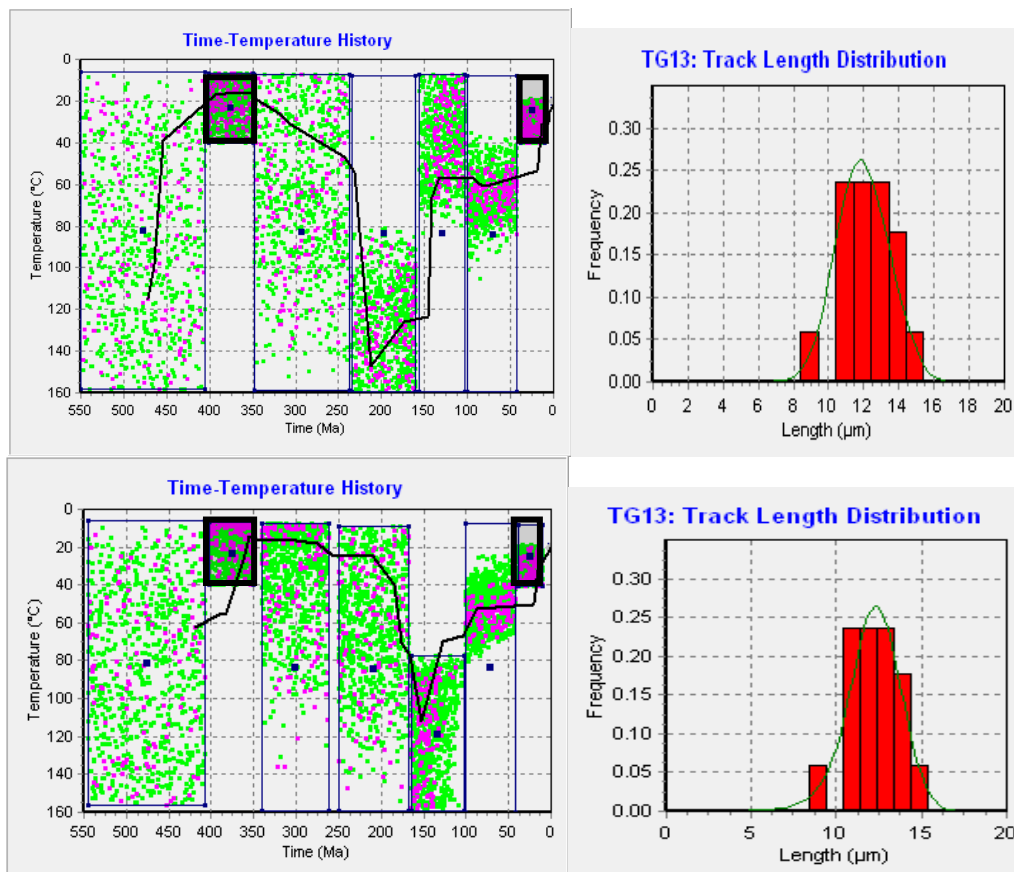


Figure IV.42 – Nouvelles inversions des données AFT de l'échantillon TG13 de Glover (1999).

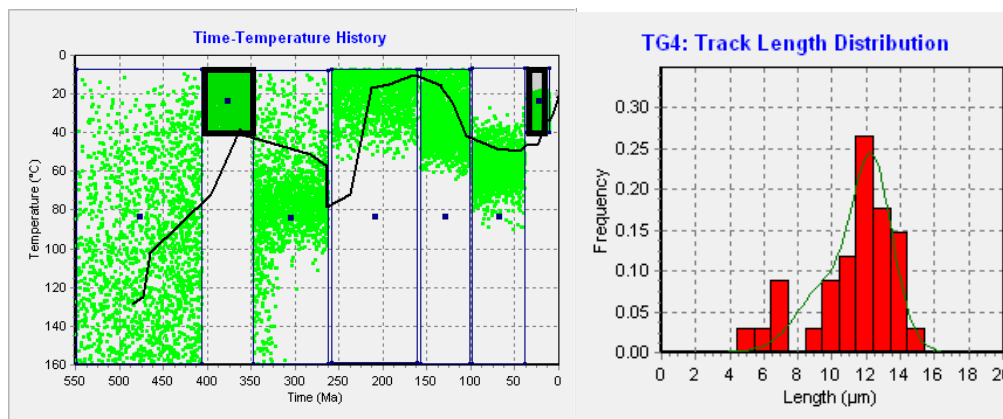


Figure IV.43 – Nouvelles inversions des données AFT de l'échantillon TG14 de Glover (1999).

En résumé, l'inversion des données AFT des deux échantillons de l'Ouest du Murzuq, si elle demeure peu fiable en raison du faible nombre de grains comptés, a donc montré que l'exhumation subie par le Bouclier Touareg à l'Eocène est également enregistrée dans sa bordure Est, mais qu'elle est de plus faible amplitude (les échantillons actuellement à la surface n'auraient pas été chauffés à plus de 60°C avant leur exhumation).

En revanche nous n'expliquons pas l'importante différence d'âge et de longueurs de traces entre les deux échantillons qui devraient pourtant avoir des histoires thermiques similaires, puisque provenant de roches sédimentaires d'âge et de localisation proches. Ces différences se répercutent sur l'histoire thermique antérieure 100 Ma, qui ne dépasse pas 80°C pour TG14 (ce qui ne permet qu'une cicatrisation partielle des apatites et permet la mesures de longueurs particulièrement courtes) alors que les apatites de TG13, complètement cicatrisées et permettant un âge plus jeune, traduisent un réchauffement plus marqué.

b- L'arche de Qarqaf

Nous avons mené des inversions sur les trois données AFT, accompagnées de longueurs de traces confinées, publiées par Glover (1999) sur l'arche de Qarqaf (Figure IV.40). Un échantillon (TG28) provient de grès ordoviciens formant l'arche, les deux autres proviennent de séries sédimentaires dévoniennes en bordure de l'arche (TG3 et TG12). Nous avons également réalisé de nouvelles inversions de ces données, en appliquant les mêmes contraintes que sur les échantillons de Murzuq : une mise à la surface avant 10 Ma, et une phase de basse température lors du dépôt de la roche encaissante (Ordovicien ou Dévonien suivant les échantillons). L'inversion combinée des trois données, même sans aucune contrainte, n'ayant donné aucun résultat, nous avons réalisé les inversions individuellement.

L'inversion des données de l'échantillon ordovicien, TG28, n'ont trouvé que des solutions acceptable fit quelque soient les contraintes utilisées. Les différentes inversions convergent vers une histoire thermique assez bien définie (illustrée en Figure IV.44). Le Paléozoïque serait supérieur à 80°C, suivi d'un refroidissement inférieur à 60°C entre 250 et 100 Ma, un réchauffement entre 60 et 80°C entre 100 et 50 Ma, et une exhumation Cénozoïque. Ces interprétations sont compatibles avec les résultats de Glover (1999), présentés en Figure IV.45.

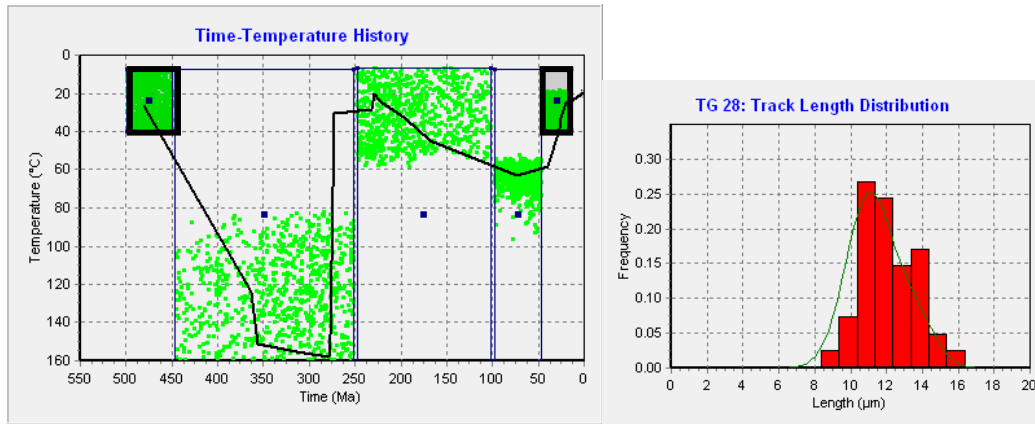


Figure IV.44 – Inversion des données AFT de l'échantillon TG28 de Glover (1999).

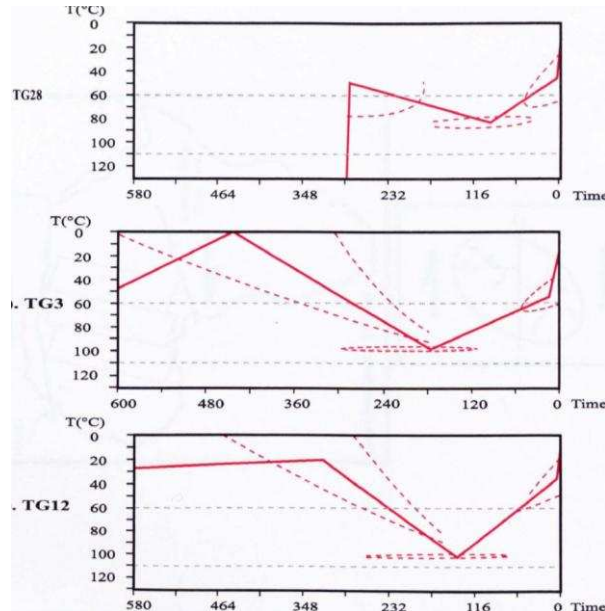


Figure IV.45 – Inversion des données AFT des échantillons de Qarqaf (TG28, TG3 et TG12) par Glover (1999).

Les inversions des données de l'échantillon TG3, d'âge dévonien, n'autorisent là encore que des chemins acceptable fit. Les différentes inversions convergent vers l'histoire thermique illustrée en Figure IV.46, qui montre un réchauffement relativement rapide à 80°C après le Dévonien, une température stable jusqu'au Crétacé où débute une exhumation qui amène les échantillons à la surface. Ces interprétations ne sont que pas en accord avec celles de Glover (1999 ; Figure IV.45) sur l'évolution antérieure au Crétacé Inférieur, où cet auteur propose un réchauffement post-dévonien relativement lent. Toutefois les deux interprétations sont en accord sur un refroidissement débutant au Crétacé.

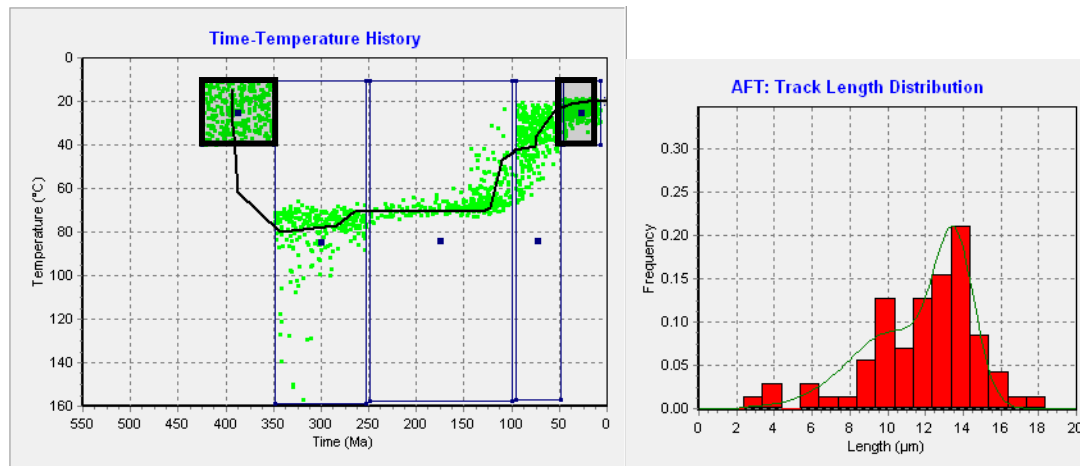


Figure IV.46 – Inversion des données AFT de l'échantillon TG3 de Glover (1999).

Les inversions du troisième et dernier échantillon, TG12, d'âge dévonien lui aussi, sont présentées en Figure IV.47. Là encore, seuls des chemins acceptable fit sont trouvés par le logiciel. Nos inversions proposent un réchauffement relativement lent après le Dévonien permettant d'atteindre ~80 °C, suivi d'une exhumation débutant à 100 Ma. Ces modélisations sont en accord avec celles menées par Glover (1999), si ce n'est que cet auteur situe le début du refroidissement légèrement plus tôt.

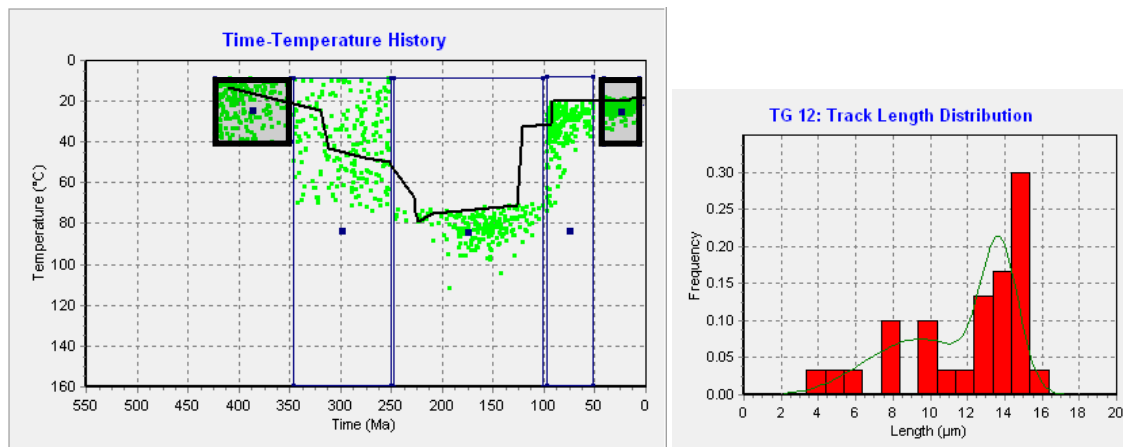


Figure IV.47 – Inversion des données AFT de l'échantillon TG12 de Glover (1999).

En résumé, il faut remarquer que l'évolution thermique de l'arche de Qarqaf (échantillon TG28) est différente de celle de ses proches bordures (échantillons TG3 et TG12). Les terrains ordoviciens constituant l'arche auraient subi au Paléozoïque Inférieur un important réchauffement, notamment lié au dépôt des séries Dévoniennes. Cet enfouissement semble se poursuivre jusqu'à l'hercynien, où l'arche subit une exhumation alors que ses bordures restent enfouies. Au Crétacé, tandis que les bordures commencent à être exhumées, l'arche semble légèrement réchauffée et subit une exhumation plus tardive, au Cénozoïque.

6.4 – Synthèse de l'évolution verticale phanérozoïque du Sahara.

a- Evolution anté-Carbonifère

Les analyses AFT menées sur les échantillons du Bouclier Touareg n'auront pas permis de préciser son histoire thermique anté-carbonifère. Il faut donc s'en tenir aux arguments géologiques, tels que les directions de paléo-courants dans les cuestas entourant le bombement, qui montrent le dépôt de séries paléozoïques sur le socle du Bouclier Touareg.

En ce qui concerne la bordure Nord-Ouest du Bouclier Touareg, les données d'Akkouche (2007) n'ont rien appris sur cette époque, mais l'étude de Logan & Duddy (1998) montre un réchauffement des bassins, lié au dépôt des séries sédimentaires paléozoïques. Ce réchauffement est graduel, bien que la phase de déformation dévonienne, avec un enfouissement bref et important des séries sédimentaires, y soit marquée.

Pour ce qui est de la bordure Nord-Est, les modélisations des données de Glover (1999) du bassin de Murzuq n'auront pas permis de définir leur histoire thermique à cette époque. En revanche, les données de Qarqaf enregistrent le réchauffement lié au dépôt des séries paléozoïques.

b- L'épisode hercynien

L'épisode hercynien n'a pas pu être clairement défini dans le Bouclier Touareg, même si les inversions des échantillons ALG1 et ALG2 suggèrent qu'il n'y aurait pas eu d'exhumation à cette période.

L'étude de Logan & Duddy (1998) montre qu'une importante exhumation hercynienne est enregistrée dans les bassins au Nord-Ouest du Hoggar (Sbâa, Reggane, Ahnet Nord) mais que celle-ci s'estompe en allant vers le Hoggar (Ahnet Est).

L'histoire hercynienne des données de Murzuq n'a pas pu être précisément contrainte par nos modélisations. D'après les modélisations de Glover (1999), ces échantillons n'auraient pas subi de perturbation thermique à cette période, mais étant donné les incertitudes nous nous permettons d'émettre des doutes sur la pertinence de ces résultats.

En ce qui concerne Qarqaf, l'échantillon ordovicien issu de l'arche elle-même montre une importante exhumation à l'Hercynien, visible dans nos interprétations comme celles de Glover (1999). Pourtant les échantillons dévoniens en bordure de l'arche ne montrent pas de perturbation thermique à cette époque, que ce soit dans nos modélisations comme dans celles de Glover (1999). Il semblerait donc que le soulèvement subi à cette époque par l'arche ne soit que local et ne se propage pas dans ses proches bordures.

Ainsi, ces éléments, qui proposent qu'Ahnet, Murzuq et le Hoggar n'aient pas été exhumés lors de l'épisode Hercynien, semblent argumenter en faveur d'une conservation de la majeure partie des séries paléozoïques sur le Bouclier Touareg et ses bordures.

c- Du Trias au Crétacé Inférieur

Nos analyses AFT ont permis de préciser l'histoire thermique méso-cénozoïque du Bouclier Touareg, qui montre une exhumation du socle au Jurassique-Crétacé Inférieur. Si l'on considère que l'épisode hercynien n'a pas été actif dans cette région, alors ce sont les terrains paléozoïques qui feront l'objet d'un démantèlement. Le pic de refroidissement serait atteint au Crétacé Inférieur, ce qui est en accord avec la synthèse de la sédimentation dans les bassins périphériques réalisée au Chapitre I de cet ouvrage.

Cette phase d'exhumation est également enregistrée dans les bassins au Nord-Ouest du Hoggar, d'après l'étude de Logan & Duddy (1998). Elle débute à des périodes diverses suivant les bassins, le plus proche du Hoggar (Est de l'Ahnnet) débutant au Jurassique Inférieur. Le pic de refroidissement, atteint à la limite Jurassique – Crétacé, est donc compatible avec celui du Bouclier Touareg.

Les inversions que nous avons menées sur les échantillons de Murzuq ne permettent pas de définir l'évolution de cette région à cette époque. L'arche de Qarqaf et ses bordures semble stable durant cette période, le centre de l'arche étant exhumé depuis l'Hercynien tandis que ces bordures restent enfouies.

d- Du Crétacé Supérieur à l'Eocène

A partir de 100 Ma le Bouclier Touareg subit un réchauffement qui atteint généralement un maximum de 80°C. Cette valeur est en accord avec nos interprétations des données AHe. Cette phase de réchauffement témoigne du dépôt d'une série sédimentaire dont l'épaisseur peut être approximée à ~2 km et dont on peut actuellement retrouver quelques témoins sur le Bouclier Touareg.

Après le pic de refroidissement atteint au Jurassique – Crétacé Inférieur, les bassins au Nord-Ouest du Hoggar subissent un réchauffement qui, pour l'Est de l'Ahnnet, semble s'accélérer à partir de 100 Ma.

Les données du bassin de Murzuq montrent que les échantillons étaient chauffés à ~60°C à la fin de cet épisode. Mais comme nous n'avons pas pu contraindre l'histoire thermique antérieure, rien ne permet de dire si cette température est issue d'un réchauffement débutant au Crétacé Supérieur, ou si elle est stable depuis plus longtemps.

En ce qui concerne l'arche de Qarqaf, les échantillons dévonien enregistrent un refroidissement lent à partir de 100 Ma, qui pourrait témoigner d'une exhumation lente. Mais ces résultats ne sont pas confirmés par l'échantillon ordovicien, qui montre un léger réchauffement.

Il semble donc que la plateforme saharienne, après l'épisode de refroidissement/soulèvement qui aurait globalement atteint son apogée au Crétacé Inférieur, subisse ensuite un enfouissement généralisé.

e- L'exhumation cénozoïque

A partir de l'Eocène, le Bouclier Touareg subit une exhumation, qui éroderait la quasi-totalité de la pile sédimentaire d'environ 2 km d'épaisseur précédemment déposée. Ce résultat est en accord avec les analyses de réseaux hydrographiques effectuées par Roberts & White (2010), qui proposent que le soulèvement ait débuté à partir de ~40 Ma (voir Chapitre I, page 60). Le socle du Hoggar, qui avait été chauffé à ~80°C, revient à la surface, tandis que le volcanisme se met en place à partir de 35 Ma.

Dans le bassin de Murzuq, nos interprétations des données de Glover (1999) ont montré que dans cette phase va exhumer des échantillons qui étaient jusqu'ici chauffés à ~60°C. Cette exhumation est également détectée sur l'arche de Qarqaf (données de Glover, 1999). En revanche, les apatites issues de roches dévoniennes entourant l'arche n'ont pas enregistré d'exhumation à cette période. Il semblerait donc que, comme à l'Hercynien, l'arche de Qarqaf ait une relative indépendance mécanique vis-à-vis des bassins qui l'entourent.

Dans les bassins en bordure Nord-Ouest du Bouclier Touareg, l'interprétation des données d'Akkouche (2007) a montré exhumation Eocène. Son ampleur serait de l'ordre d'1 à 1.5 km, ce qui correspond à des températures de 40 à 65 °C. Ces résultats sont en accord avec l'étude de Logan & Duddy (1998) qui proposent que les roches actuellement en surface aient atteint ~40°C à l'Eocène.

L'exhumation Cénozoïque du Bouclier Touareg est donc également ressentie dans ses bordures, mais elle y serait d'amplitude moindre. En effet, les températures atteintes par les échantillons avant leur exhumation étant de ~80°C dans le Bouclier Touareg, et de 40 à 60°C dans les zones périphériques. Le fait que l'arche de Qarqaf enregistre également un refroidissement à cette époque aurait pu traduire une propagation à longue distance de l'exhumation du Bouclier Touareg. Mais puisque les bordures de l'arche ne l'enregistrent pas, il semble donc que l'exhumation de Qarqaf ne relève que de mouvements verticaux locaux.

Chapitre V

Discussion des mécanismes géodynamiques en Afrique saharienne au Mésocénozoïque

1. Discussion des mécanismes géodynamiques en Afrique saharienne : l'exhumation cénozoïque

Plusieurs mécanismes ont été envisagés pour expliquer le gonflement de la topographie et le volcanisme qui caractérisent actuellement le Bouclier Touareg. Nous discuterons ici de ces solutions, à la lumière des nouvelles données précédemment présentées dans cet ouvrage. Les mécanismes géodynamiques seront divisés en deux grands types : les mécanismes horizontaux (moteurs « tectoniques » au sens historique du terme), et les mécanismes verticaux (d'origine principalement thermique).

1.1 Des réactivations structurales cénozoïques dans le Bouclier Touareg ?

Un des principaux résultats de notre étude de thermochronologie basse température est que la surface actuelle du Hoggar a été exhumée à l'Eocène Supérieur, avant les premières manifestations volcaniques à 35 Ma. Ces résultats confirment une hypothèse posée dans la majorité des travaux sur le bombement du Bouclier Touareg (Aït Hamou et al., 2000 ; Liégeois et al., 2005 ; Azzouni-Sekkal et al., 2007 et Beccaluva et al., 2007) qui portaient du principe que le bombement topographique avait plus ou moins l'âge du volcanisme, et était donc cénozoïque.

Partant de cette hypothèse, maintenant démontrée par les travaux présentés ici, Liégeois et al. (2005) ont suggéré que les perturbations topographiques et magmatiques du Bouclier Touareg soient corrélées aux événements alpins. Ces auteurs proposent le modèle suivant (Figure V.1) : en réponse à la collision Europe-Afrique, les zones de cisaillement précambriennes (d'échelle lithosphérique et de direction Nord-Sud) seraient réactivées. Ces réactivations génèreraient des délaminations mantelliques linéaires, à l'aplomb des zones de cisaillement. Ces délaminations seraient à l'origine du magmatisme, le magma remontant le long des structures et formant à leur surface les districts volcaniques. Les auteurs proposent également que ce mécanisme ait été accompagné de phénomènes thermiques sub-lithosphériques ; ces points seront détaillés et discutés dans les paragraphes suivants.

Ce modèle explique de manière directe la localisation du volcanisme au niveau des zones de cisaillement, de même que les importants décalages topographiques visibles en surface, notamment en images satellites (survol Google Earth, voir Chapitre I page 58). Cependant, il est n'en pas en accord avec un certain nombre d'éléments.

En premier lieu, il n'est pas du tout certain que la collision Europe-Afrique puisse générer des réactivations importantes des zones de cisaillement précambriennes. A l'Eocène supérieur, il y a un brutal ralentissement de la plaque Afrique, ainsi que génération de relief dans les Atlas (Bracène & Frizon de Lamotte, 2002 ; Frizon de Lamotte et al., 2011). On peut considérer, au premier ordre, que si la compression a pu se propager jusqu'au Bouclier Touareg, elle aurait alors eu une direction ~N160-180°. Difficile, dans ce cas, de générer des rejeux verticaux importants sur des structures N-S (bien que les zones de cisaillement précambriennes les plus suspectées d'avoir joué au Cénozoïque seraient celles orientées NE-SW (J.-P. Liégeois,

communication personnelle). Toutefois il est possible que les directions de contraintes aient pu être réorientées : les déformations décrites dans le Timétrine (Bellion & Guiraud, 1985 ; Bellion, 1989 ; Chapitre I, page 51) traduisent en effet un raccourcissement N145° à l'Eocène Supérieur.

Un second élément est que, quand bien même les contraintes régionales seraient compatibles avec d'importantes réactivations de ces structures, nous n'enregistrons pas de mouvements verticaux significatifs à leur proximité. En effet, l'étude de thermochronologie basse température que nous avons réalisée n'a pas montré d'exhumation différentielle de part et d'autre des zones de cisaillement. Les rejets verticaux Cénozoïques associés à ces structures ne dépassent donc probablement pas quelques centaines de mètres. Si de tels rejeux mineurs peuvent tout à fait expliquer les décalages topographiques en surface, ils ne sont pas suffisants pour être à l'origine de la topographie du Bouclier Touareg.

A plus grande échelle, la forme de la topographie n'évoque d'ailleurs pas une origine tectonique mais plutôt un bombement sphérique. L'étude de thermochronologie basse température que nous avons menée montre que l'exhumation diminue avec la distance au bombement (âges AHe plus anciens en bordure, données AFT des bassins d'Ahnet et de Murzuq), ce qui semble suggérer que le processus à l'origine du bombement soit lui-même plus ou moins sphérique.

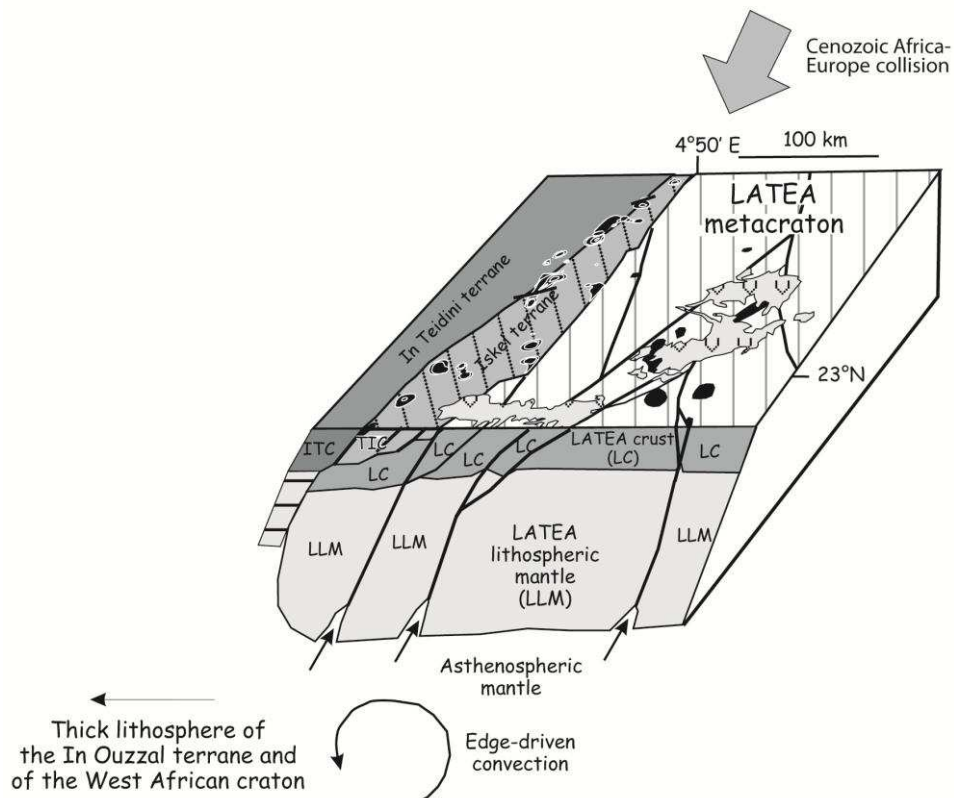


Figure V.1 – Modèle de Liégeois et al. (2005), proposant une origine à la fois thermique et tectonique du bombement. Voir texte pour détails et discussion.

Liégeois et al. (2005) proposent que les réactivations génèrent des délaminations localisées de la lithosphère du Bouclier Touareg. Ces délaminations pourraient être susceptibles de générer

de la topographie. Nous avons réalisé des essais, à l'aide de la méthode de modélisation 2D, de telles délaminations à l'aplomb du bombement. Ils montrent que ces structures peuvent avoir un effet topographique à grande échelle, proche des amincissements que nous avons modélisés, à condition qu'elles aient une amplitude verticale similaire. Pour obtenir un effet proche de l'amincissement du scénario thin crust, il faudrait donc que le manteau soit délaminé depuis ~160 km jusqu'à ~80 km voire moins. De plus, nos modèles considérant un équilibre thermique, il faudrait que ces structures soient stables dans le temps. Si le passage de fluides magmatiques de températures supérieures à 1300°C le long des zones de cisaillement est ponctuellement envisageable, transformer ces événements en délaminations mantelliques stables sur plusieurs dizaines de millions d'années (durée nécessaire au rééquilibrage thermique) nous paraît bien plus improbable.

Un dernier élément serait que des mécanismes directement générés par les contraintes alpines devraient a priori voir leurs effets diminuer avec l'éloignement à la frontière convergente des Atlas. Comment donc expliquer la présence d'autres bombements à l'Est du Bouclier Touareg comme ceux du Tibesti, d'Aouenat ou du Darfour ?

1.2 La possibilité d'une déformation flexurale longue-distance ?

Si l'on met de côté les doutes concernant sa capacité à générer des contraintes compressives significatives dans le Bouclier Touareg et les autres bombements Nord-africains, la collision Europe-Afrique pourrait générer de la topographie par un autre mécanisme que celui proposé par Liégeois et al. (2005) : le flambage lithosphérique à longue distance.

Ce type de déformation est caractérisé par une ondulation de la lithosphère, dont l'amplitude et la longueur d'onde sont fortement dépendantes d'une part de la contrainte qu'elle subit, mais surtout des caractéristiques rhéologiques et thermiques de la lithosphère. Elle pourrait expliquer la formation de reliefs et de bassins à l'intérieur des zones continentales a priori stables puisqu'éloignées des frontières de plaque (Lambeck, 1983). Par rapport au modèle précédemment discuté, une telle hypothèse permettrait de mieux expliquer les données AHe qui montrent une exhumation généralisée du socle sans jeux verticaux significatifs.

Nous ne discuterons pas ici en détail de la possibilité, d'un point de vue mécanique, qu'une telle déformation affecte le Bouclier Touareg. Il faudrait pour cela d'une part discuter en profondeur de la rhéologie lithosphérique saharienne, assez complexe et mal connue, et d'autre part discuter en détails de la propagation des contraintes tectoniques alpines à longue distance, également mal connue. Nous ferons donc le postulat que le flambage alpin du Bouclier Touareg est possible, et discuterons de l'adéquation entre un tel mécanisme et les diverses données sur le bombement.

Les plissements produits par le flambage lithosphérique doivent théoriquement montrer un axe perpendiculaire à la direction de compression maximale. Il serait donc attendu une elongation E-W à NE-SW (voir discussion sur les directions de contraintes ci-dessus) du bombement du Bouclier Touareg, ce qui n'est pas compatible avec la forme du bombement

actuel qui, au premier ordre, ne montre pas d'élongation particulière. Toutefois, il est envisageable que la position particulière du Bouclier Touareg dans la plateforme saharienne (bordé à l'Ouest et à l'Est par le Craton Ouest Africain et le Métacraton Saharien, lithosphères a priori plus épaisses et rigides) ne permette pas que s'exprime clairement l'élongation E-W à NE-SW attendue. La forme non allongée du bombement n'est donc peut-être pas un critère décisif pour juger de la pertinence de cette hypothèse.

Si expliquer le bombement topographique par un plissement à grande longueur d'onde reste donc à première vue envisageable, expliquer par ce seul mécanisme le magmatisme qui lui est associé est plus problématique. Le seul moyen d'envisager du magmatisme est que le plissement entraîne une importante érosion, et que celle-ci génère une décompression adiabatique suffisante pour que la fusion ait lieu. Mais pour que cette fusion intervienne de manière significative et puisse expliquer les volumes émis, il faudrait probablement pour cela que l'érosion soit sans commune mesure avec les ~2 km d'exhumation que nous avons montrés avec les données AFT et AHe. En outre, puisque les districts volcaniques tholéitiques sont encore (partiellement) préservés, cela signifie que l'érosion post-éocène n'a pas été significative. Comment expliquer, dans ce cas, le magmatisme miocène à quaternaire ?

1.3 Une origine thermique est-elle compatible avec les données de surface ?

Une autre approche consiste à considérer le bombement du Bouclier Touareg et son magmatisme non pas comme liés à des processus tectoniques alpins, mais comme les produits de perturbations thermiques asthénosphériques. Avant de discuter des différents types de perturbations thermiques possibles, nous discuterons ici des flux de chaleur en surface et de la localisation du volcanisme, arguments de surface pouvant remettre en question la possibilité d'un mécanisme thermique.

a- Les flux de chaleur en surface

Lesquer et al., (1988, 1989) et Dautria & Lesquer (1989) ont fourni une gamme de mesures de flux de chaleur (Figure V.2), qui montraient des valeurs relativement peu élevées eu égard à la topographie (les flux mesurés ne dépassant pas 63 mW/m² dans la région de Tamanrasset). Parallèlement à ces mesures, ces auteurs ont modélisé le bombement avec des données gravimétriques, et ont proposé qu'il soit actuellement compensé par une importante anomalie de densité spatialement corrélée au volcanisme (ellipse allongée en ENE-SWS, de 400 x 200 km, et située à environ 50 km de profondeur).

Ces auteurs ont ensuite calculé l'effet sur le flux de chaleur d'une telle anomalie, en fonction de sa profondeur de mise en place (Figure V.3). D'après leurs calculs, quelle que soit la profondeur, l'effet en surface est maximal ~15 Ma après la mise en place de l'anomalie, et devient peu significatif après 60 Ma. Si cette anomalie était uniquement d'origine thermique, son âge devrait donc être supérieur à 60 Ma pour expliquer les mesures de flux de chaleur peu élevés (Figure V.2). Ils proposèrent donc que le Bouclier Touareg ait subi une perturbation

thermique au Crétacé, perturbation aujourd'hui amortie mais qui aurait modifié les caractéristiques chimiques du manteau, générant ainsi l'anomalie de densité qu'ils modélisent.

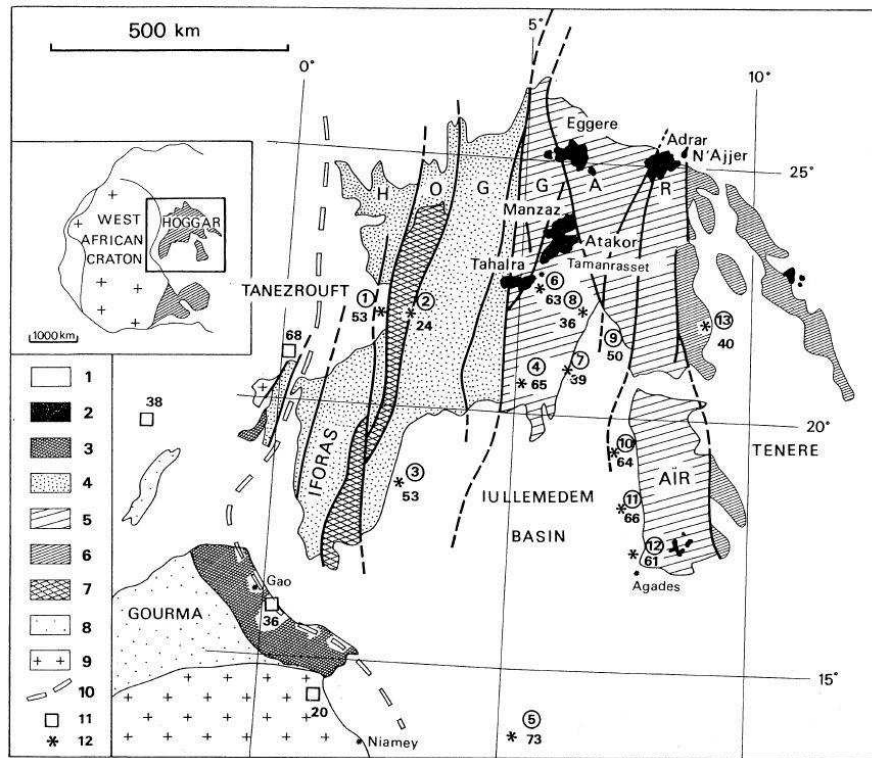


Figure V.2 – Mesures de flux de chaleur (valeurs moyennes, en mW/m^2) sur le Bouclier Touareg, d'après Lesquer et al. (1989). 1. Couverture sédimentaire phanérozoïque. 2. Volcanisme Cénozoïque. 3. Nappes. 4. Chaîne Pharusienne. 5. Unité centrale du Hoggar (désormais appelée LATEA). 6. Unités Est. 7. Unités d'In Ouzzal et Iforas. 8. Roches sédimentaires précambriennes. 9. Socle du Craton Ouest Africain. 10. Zone de suture. 11. Données de flux de chaleur de Brigaud et al. (1985). 12. Données de flux de chaleur de Lesquer et al. (1989).

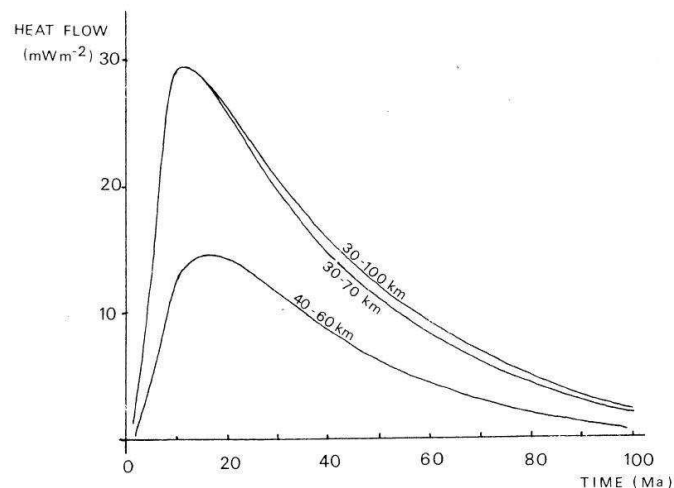


Figure V.3 – Evolution du flux de chaleur mesurable en surface, après l'introduction d'un corps de 1000°C à des profondeurs (toit et base du corps chaud) indiquées sur les trois courbes, d'après Lesquer et al., 1988. L'étendue latérale du corps est de 200 km, dans les trois cas. Ces résultats ont été calculés en utilisant des techniques d'éléments finis, en considérant un équilibre thermique initial, et une conductivité thermique et une production de chaleur constantes.

Toutefois ces interprétations peuvent être rediscutées à l'aide de données plus récentes. En effet nous avons pu calculer les flux de chaleur produits par les modèles géophysiques que nous avons réalisés. Les quatre profils thick crust présentent des valeurs maximales, au centre du bombement, de 65-70 mW/m². Les quatre profils thin crust, eux, présentent des valeurs maximales de 75 à 80 mW/m².

Ces valeurs sont plus élevées que les mesures de terrain (Figure V.2), dont la plus haute, à Tamanrasset, culmine à 63 mW/m². Toutefois si on considère une incertitude typique sur la mesure de 10 mW/m² (Foulger, 2010), on s'aperçoit que seuls les modèles thin crust peuvent être discrédités, les modèles thick crust montrant des valeurs maximales de flux de chaleur à l'intérieur des incertitudes sur les mesures de terrain. De plus, cette démarche peut être discutée, car certains éléments tendent à montrer que ces mesures de flux de chaleur en surface ne rendent pas en compte de manière pertinente de l'état thermique de la lithosphère.

En premier lieu, si Lesquer et al. (1988) estiment à ~15 Ma la durée pour que les flux de chaleur en surface traduisent une perturbation thermique (Figure V.3), Foulger (2010) estime que 35 Ma (l'âge du volcanisme) serait une durée trop courte pour que l'effet thermique soit mesurable en surface. L'exemple suivant est cité : une tête de panache de 100 km d'épaisseur et 250°C plus chaude que le manteau encaissant, impactant une lithosphère de 120 km d'épaisseur, ne devrait produire qu'une anomalie de flux de chaleur de 0.2 mW/m² en 35 Ma. 100 Ma seraient nécessaires à ce que le flux en surface augmente de 2 mW/m². Et comme les incertitudes sur les mesures de flux de chaleur sont typiquement de l'ordre de 10 mW/m², l'anomalie thermique ne serait donc en aucun cas mesurable. Puisque nous avons daté l'exhumation à l'Eocène Supérieur, on peut raisonnablement penser que la perturbation thermique ne peut pas être plus vieille que le Paléocène. L'âge de la perturbation serait donc peut-être trop jeune pour que les flux de chaleur en surface mesurés par Lesquer et al. (1988) en enregistrent pleinement l'effet.

En outre, et de manière plus générale, la pertinence des mesures de flux de chaleur en surface pour distinguer les phénomènes thermiques est actuellement controversée. Stein & Stein (2006) constatent que les flux de chaleur ne sont pas être particulièrement élevés à l'aplomb du panache d'Hawaïi. Harris & McNutt (2007) constatent également que les mesures de flux de chaleur à l'aplomb de panaches montrent des valeurs particulièrement dispersées, et proposent que ces variations soient liées à l'action de fluides qui modifient le signal thermique en surface, rendant les mesures peu adéquates à imager le réel état thermique de la lithosphère.

On peut donc penser que les mesures de Lesquer et al. (1988) ne permettent pas d'invalider nos modélisations de type thin crust, pourtant extrêmement amincies. Il est donc possible de compenser le bombement actuel du Bouclier Touareg par une importante érosion thermique de la lithosphère. Les travaux de Lesquer et al. (1988, 1989) et Dautria & Lesquer (1990), qui proposent que la perturbation thermique ne puisse pas être plus récente que le Crétacé, sont donc contredits.

b- Le contrôle des structures précambriennes sur la position du volcanisme

L'étude de Liégeois et al. (2005) illustre le contrôle de la structuration panafricaine sur la mise en place du volcanisme. Les districts sont situés aux limites entre les terranes précambriens, et quasi-uniquement au niveau du domaine central du Hoggar, LATEA (Figure V.4). La géométrie des coulées pourrait en outre traduire le rejeu syn-volcanisme de ces structures (Figure V.8 ; Liégeois et al., 2005), rejeux qui s'expriment également par des décalages topographiques au niveau de certaines zones de cisaillement.

Il semble donc que la structure lithosphérique contrôle la répartition du volcanisme. Mais cela n'est pas un argument pouvant réfuter une origine thermique : qu'importe son origine, un fluide magmatique empruntera systématiquement les voies d'accès les plus directes à la surface, en l'occurrence les zones de faiblesses structurales. Liu & Gao (2010) proposent d'ailleurs qu'en fonction du taux de fracturation des terranes, ceux-ci soient plus ou moins perméables aux magmas (Figure V.5). Ainsi une perturbation thermique généralisée de la lithosphère du Bouclier Touareg, semblable à celle que nous avons modélisée, ne générerait pas nécessairement une province magmatique uniformément répartie sur le bombement. La répartition du volcanisme n'est donc pas un marqueur de l'origine de celui-ci.

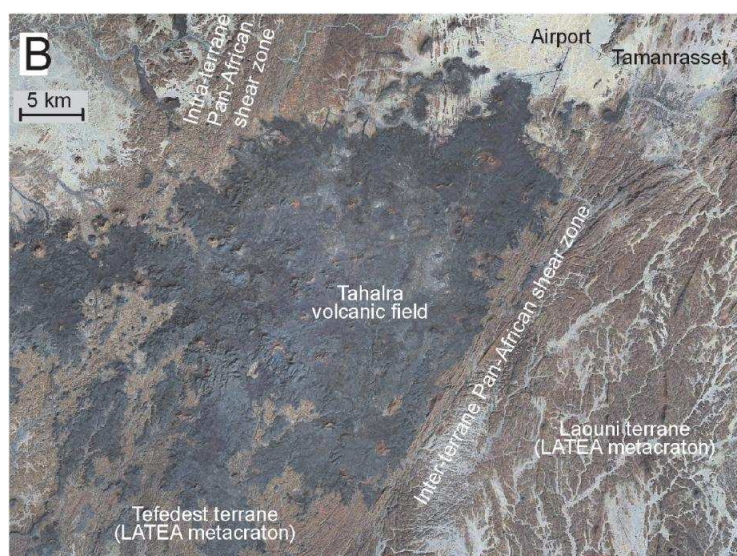


Figure V.4 – Image satellite de la limite Est du district de Tahalra (d'après Liégeois et al., 2005). Le volcanisme est limité à l'Est par la suture panafricaine entre les terranes Tefedest et Laouni. D'après ces auteurs, cela témoignerait de rejeux syn-volcaniques.

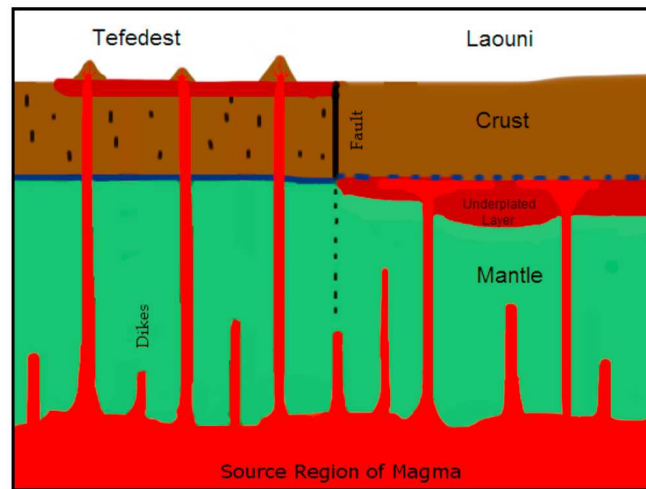


Figure V.5 – Divergences de perméabilité de la croûte entre deux terranes, d'après Liu & Gao (2010). Le terrane de Tefedest, à gauche, serait plus mafique et fracturé, ce qui permettrait le transfert du magmatisme en surface. A droite, le terrane de Laouni, plus felsique et moins fracturé, entraînerait un stockage de magma en base de croûte et de fait une moins bonne imagerie sismique de cette interface.

1.4 Une anomalie thermique d'origine « profonde » ?

Le panache mantellique est un type de mécanisme géodynamique qui consiste en une remontée d'un diapir chaud, dit panache, dans l'asthénosphère (Wilson, 1963 ; Morgan, 1971). Le moteur de la remontée est une anomalie de densité dont l'origine est avant tout thermique mais peut avoir une composante chimique. La taille de la tête du panache, bien que variable, serait de l'ordre de 1000 km de diamètre. Il leur est classiquement attribué une origine profonde, à l'interface manteau-noyau, mais des remontées asthénosphériques d'origines plus superficielles sont également envisagées.

Le panache mantellique est le premier mécanisme à avoir été envisagé pour expliquer le magmatisme du Bouclier Touareg, le Hoggar étant cité dans les listes de points chauds dressées dans des études globales (Davies, 1988 ; Sleep, 1990 ; Courtillot et al., 2003 ; Morgan & Phipps Morgan, 2007).

a- Evolution spatiale du volcanisme dans le temps et déplacement de la plaque Afrique

La Figure B du support de fin de manuscrit reprend les âges de mise en place des différents districts volcaniques, synthétisés par Liégeois et al. (2005). Dans le Hoggar, les premières manifestations volcaniques, sous la forme de plateaux basaltiques tholéïtiques, se mettent en place à proximité des témoins sédimentaires crétacés de Serouenout, formant les districts du Djebel Taharaq et de Serouenout. Au Miocène, l'activité s'étend aux districts du Manzaz et de l'Atakor, tandis qu'après 10 Ma de nouveaux districts, plus éloignés encore, se mettent en place (In Ezzane, Djanet, In Teria, Ajjer, Eggere, Tahalra, Tin Zaouatene). Il y a donc clairement un étalement du volcanisme dans le temps, avec une activité initiale tholéïtique et

limitée aux districts du Djebel Taharaq et Serouenout, puis une « périphérisation » des districts, qui deviennent alcalins.

C'est à partir de ce constat qu'Aït Hamou & Dautria (1994) proposèrent un scénario en adéquation avec le modèle de panache mantellique de Wyllie (1988), développé à partir de l'exemple d'Hawaii. Ainsi d'après ces auteurs, le volcanisme pourrait être issu d'un panache mantellique, centré sous le Djebel Taharaq, district situé au centre de l'anomalie de densité modélisée par l'étude de Lesquer et al. (1988). Les modélisations géophysiques présentées dans cet ouvrage ne remettent pas en cause ces arguments, car elles imagent une importante érosion thermique, compatible avec l'impact d'un panache centré sur les districts volcaniques.

La prise en compte de la répartition spatiale du volcanisme afin de distinguer un mécanisme thermique pose la question de la mobilité relative de la plaque Afrique par rapport à ce panache. Aït Hamou & Dautria (1994) proposent une estimation de la vitesse absolue de la plaque Afrique depuis 120 Ma, basée sur les données paléomagnétiques de Duncan & Richards (1991), présentée en Figure V.6. Selon ces auteurs, ces estimations montrant une vitesse relativement basse entre ~60 et ~35 Ma, les empilements basaltiques du Djebel Taharaq seraient donc liés à un stationnement de lithosphère du Hoggar à l'aplomb d'un panache mantellique.

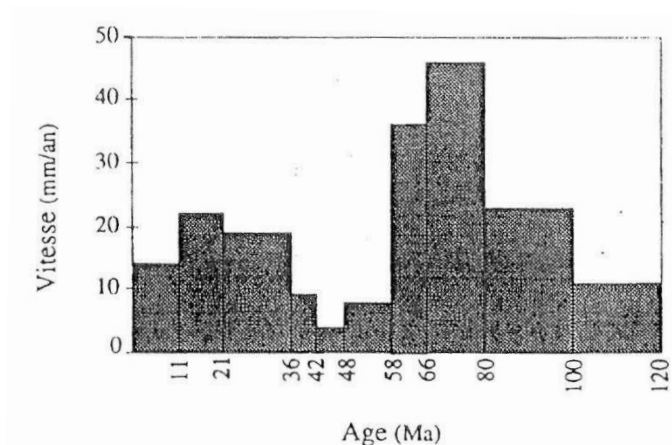


Figure V.6 – Estimation de la vitesse de la plaque Afrique au niveau du Bouclier Touareg à partir des données de Duncan & Richards (1991), d'après Aït Hamou & Dautria, 1994.

Liégeois et al. (2005) discutent des diverses études portant sur ces reconstructions de cinématique de la plaque Afrique : certaines sont en faveur d'une relative stabilité (Burke and Wilson, 1972 ; Burke, 1996), d'autres, comme Duncan et Richards (1991), proposent un déplacement proche de 2 cm/an sur les derniers 30 Ma (O'Connor et al., 1999). Liégeois et al. (2005) ont procédé à une ré-estimation de ces vitesses, en se basant sur les données de l'OSDN (Ocean Drilling System Network). D'après leurs calculs, à 35 Ma le Bouclier Touareg était situé à 1000 km au Sud-Ouest, à proximité de l'actuelle position de Tombouctou (18°N, 3°W), ce qui représente un déplacement moyen de 28.5 mm/an sur cette période.

Dans le cadre d'un stage de M1 (Robert, 2012), de nouvelles estimations de vitesses de déplacement du Bouclier Touareg ont été réalisées (Figure V.7). La méthodologie est similaire à celle employée par Missenard & Cadoux (2012), qui consiste en une utilisation via la trigonométrie sphérique de coordonnées de paléo-pôles et de données de rotation issues de plusieurs travaux (Morgan, 1983 ; Duncan & Richards, 1991 ; Garkunkel, 1992 ; Müller et al., 1993).

Ces résultats montrent que le Bouclier Touareg n'a pas été statique durant le Cénozoïque. Les vitesses entre 60 et 35 Ma sont supérieures à celles calculées par Aït Hamou & Dautria (1994 ; Figure V.10), mais traduisent malgré tout un ralentissement de la plaque à cette période. Entre 35 et 15 Ma, la plaque atteint une vitesse de l'ordre de 2.2 cm/an, la plus élevée du Cénozoïque. Enfin, à partir de 15 Ma, la vitesse décroît fortement.

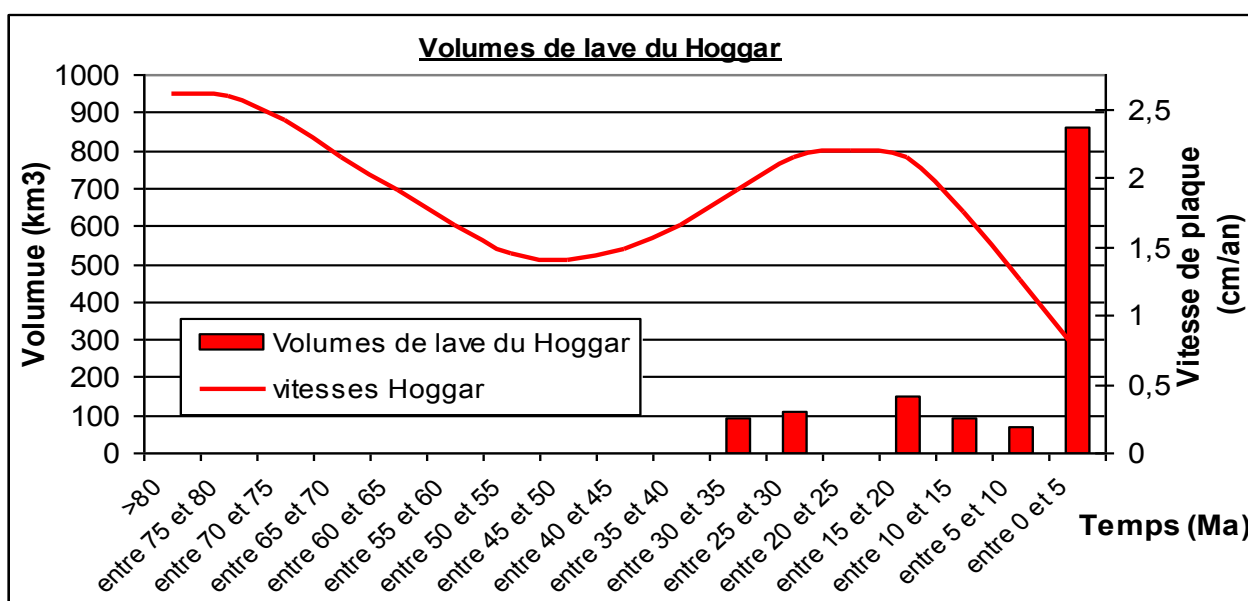


Figure V.7 – Estimations de vitesses de déplacement par rapport au manteau du Hoggar depuis 80 Ma, d'après Robert (2012). Les volumes de laves ont été repris de l'étude de Liégeois et al. (2005). Voir détails dans le texte.

D'après ces données, le déplacement entre 35 Ma et aujourd'hui ne dépasserait pas 550 km. Mais même si ces valeurs sont revues à la baisse par rapport aux études antérieures, elles posent malgré tout deux problèmes majeurs.

En premier lieu, après ~35 Ma, la plaque retrouvant une vitesse de déplacement significative, les districts miocènes à quaternaires ne seraient donc plus à l'aplomb du postulé panache éocène. Comment dans ce cas expliquer le magmatisme post-Eocène ? Selon Aït Hamou & Dautria (1994), ce volcanisme « tardif » pourrait être lié à une modification du manteau lithosphérique pendant son stationnement sur le panache, qui enclencherait un phénomène auto-entretenu de fusion partielle pendant les périodes postérieures. Ces interprétations sont d'ailleurs soutenues par les travaux plus récents sur la signature géochimique du magmatisme, discutés plus bas.

En outre, toujours d'après ces auteurs, puisque la plaque se déplace globalement vers le NE, des manifestations volcaniques antérieures et postérieures à 35 Ma devraient normalement être détectées, respectivement au Nord-Est et au Sud-Ouest du Bouclier Touareg, ce qui n'est pas le cas. Si d'après Liégeois et al. (2005), ce problème est un argument supplémentaire en faveur d'une origine non thermique du magmatisme, Aït Hamou & Dautria (1994) en proposent deux explications :

- d'une part, les vitesses de déplacement auraient pu être trop grandes pour que le panache génère du volcanisme. D'après la Figure V.7, cet argument est recevable pour les périodes antérieures à 60 Ma, où la vitesse de déplacement était supérieure à 2 cm/an, mais pas pour la période postérieure à 15 Ma, où les vitesses sont fortement réduites.
- d'autre part, les lithosphères au Nord-Est et au Sud-Ouest du Hoggar pourraient être trop épaisses pour que le magmatisme puisse les percer. Là aussi cet argument n'est que partiellement recevable, puisque si on peut raisonnablement considérer l'épaisseur lithosphérique des terrains au Sud-Ouest comme importante (Craton Ouest Africain), rien ne permet de statuer sur l'épaisseur lithosphérique sur les Bassins Sahariens au Nord-Est du Hoggar (voir discussions sur les modélisations 1D au Chapitre II).

Nous souhaiterions par ailleurs rajouter qu'aucun élément ne permet d'infirmer l'idée d'un panache de plus petite taille, n'impactant la lithosphère qu'à partir de l'Eocène et se résorbant rapidement ensuite. Ce scénario permettrait d'expliquer convenablement l'absence de manifestations volcaniques au Nord-Est et au Sud-Ouest du Bouclier Touareg.

b- Mouvements verticaux

Les modèles théoriques de panaches mantelliques, certes généralement adaptés à des perturbations de plus grande échelle comme l'Afar, prédisent que l'impact d'un panache sur une lithosphère génère d'abord un soulèvement. Ce soulèvement est dynamique, car il intervient avant que la lithosphère n'ait eu le temps de s'amincir. Le volcanisme ne serait enregistré en surface que plusieurs millions d'années après ce soulèvement (Farnetani & Richards, 1994 ; Figure V.12). Le fait que notre étude de thermochronologie montre que l'exhumation se produit avant le magmatisme est donc un critère permettant de privilégier l'hypothèse d'un panache.

L'estimation de l'amplitude du soulèvement dynamique lié à l'impact d'un panache est complexe. Les paramètres rhéologiques, thermiques et chimiques du système lithosphère-manteau-panache en sont les facteurs principaux, de même que la taille du panache (Farnetani & Richards, 1994 ; Griffiths & Campbell, 1991 ; Burov & Guillou-Frottier, 2005; Campbell, 2006). En effet, en faisant varier ces paramètres les résultats en surface peuvent être significativement différents : jusqu'à 4 km de soulèvement pour la Figure V.8, alors que celui-ci ne dépasse pas 600 m dans la Figure V.9. Etant donné ces incertitudes, il est assez

difficile de discuter des potentielles adéquations entre ce type de soulèvement et l'exhumation éocène de ~2 km que nous avons proposée.

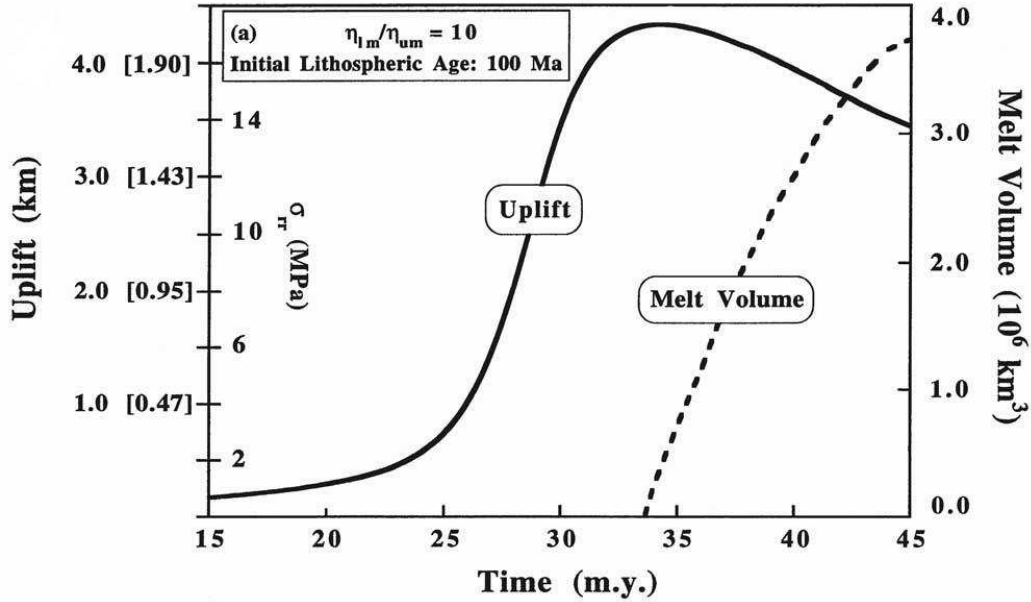


Figure V.8 – Estimations de soulèvement et de magmatisme pour l'arrivée à la base d'une lithosphère d'un panache ayant une anomalie de température de +350°C, d'après Farnetani & Richards (1994).

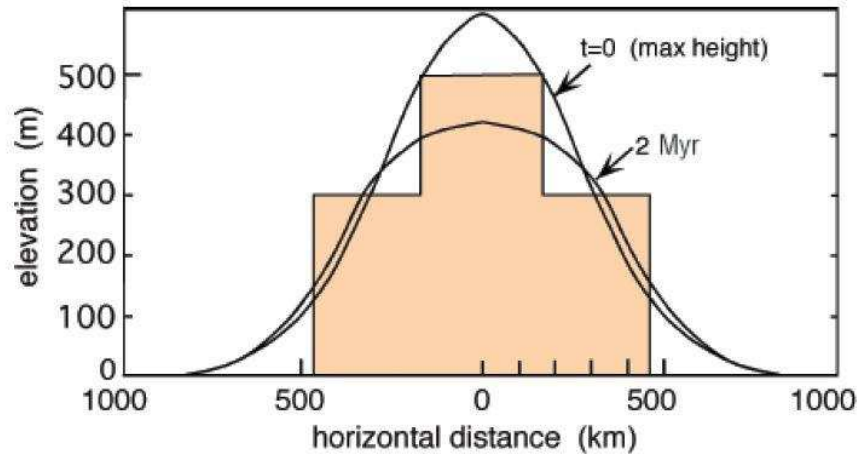


Figure V.9 – Soulèvement à l'aplomb d'un panache prédit par Griffiths & Campbell (1991) comparé avec le soulèvement observé dans les plateaux basaltiques d'Emeishan (en couleur ; He et al., 2003), d'après Campbell (2006). Les résultats seraient différents de ceux de la Figure V.8 à cause d'une anomalie de température du panache de seulement +100 °C. t_0 correspond au soulèvement maximum de la Figure V.8.

c- Signatures isotopiques et profondeur d'origine du panache

Plusieurs travaux ont étudié et/ou discuté la géochimie de xénolites mantelliques échantillonnés dans les laves cénozoïques du Hoggar (Allègre et al., 1981 ; Lesquer et al., 1988, 1990 ; Dautria & Lesquer, 1990 ; Dupuy et al., 1993 ; Aït Hamou & Dautria, 1994 ; Aït Hamou et al., 2000 ; Pik et al., 2006 ; Beccaluva et al., 2007).

Ces travaux ont été discutés par Beccaluva et al. (2007), qui constatent d'une part que les xénolites prélevés dans les coulées basaltiques du Djebel Taharaq portent une signature Sr-Nd-Pb de type EM-1 et d'autre part que les xénolites plus récents, prélevés dans les laves alcalins miocènes, montrent une signature de type HIMU. Ces auteurs proposent que la signature EM-1 soit typique d'une lithosphère panafricaine, tandis que la signature HIMU serait issue d'une remontée d'asthénosphère. Ce matériel proviendrait d'un réservoir situé au-dessus de la discontinuité des 670 km et montrant un enrichissement isotopique traduisant un recyclage d'anciennes lithosphères océaniques subductées.

Ces interprétations sont en accord avec les données d'isotopie $^3\text{He}/^4\text{He}$ montrant des valeurs de 6.6 Ra pour des xénolites du Manzaz (Ra étant le rapport atmosphérique ; Beccaluva et al., 2007) et comprises entre 8 et 9 Ra pour des échantillons de l'Atakor ayant sensiblement le même âge (Pik et al., 2006). En effet, de telles valeurs ne signant pas une origine très profonde (valeurs supérieures à 10) ni crustale (valeurs inférieures à 1), elles témoigneraient d'une profondeur intermédiaire compatible avec la signature HIMU.

Ces résultats ont permis à Beccaluva et al. (2007) de proposer un modèle de remontée asthénosphérique miocène (Figure V.10). Le corps chaud impacterait la lithosphère à partir du Miocène, modifiant sa signature isotopique et l'érodant thermiquement.

Si ce modèle d'un rajeunissement de la lithosphère par un corps chaud est en accord avec nos modélisations géophysiques, en revanche sa chronologie pose un certain nombre de problèmes. En effet, si le panache ne rajeunit la lithosphère qu'à partir du Miocène, il ne devrait donc pas y avoir de perturbations thermiques et/ou topographiques à l'Eocène – Oligocène. Comment donc expliquer l'origine des séries tholéitiques du Djebel Taharaq, ainsi que l'exhumation plurikilométrique que nous avons mise en évidence ?

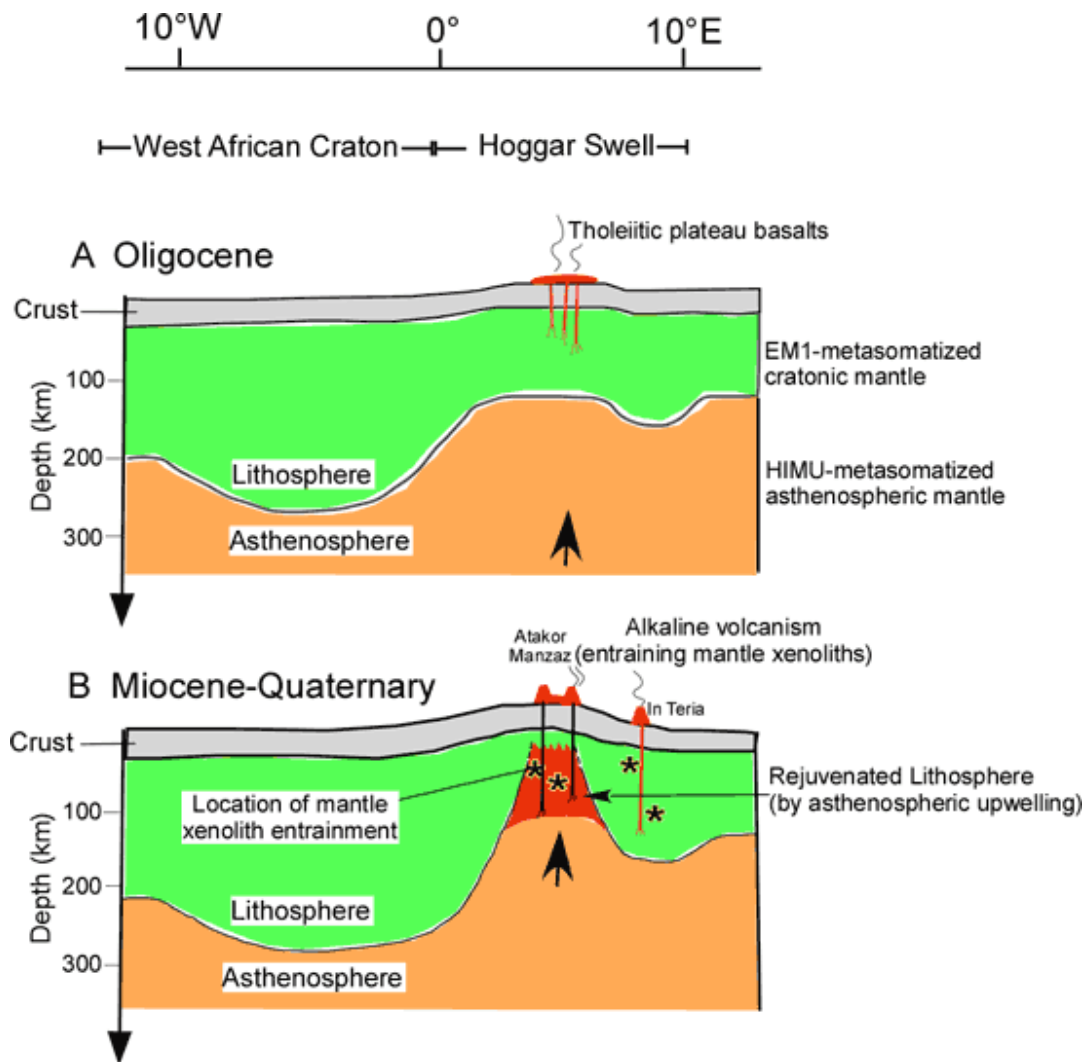


Figure V.10 – Modèle d'une remontée asthénosphérique Miocène de Beccaluva et al. (2007).

d- Imagerie sismique du manteau

Les études globales de tomographie sismique peuvent permettre de visualiser de panaches mantelliques comme des zones de faibles vitesses sismiques. Nous ne discuterons pas ici l'ensemble de ces modèles, trop nombreux, mais nous attarderons sur quelques études récentes, pour certaines déjà présentées dans le Chapitre II de cet ouvrage.

En ce qui concerne les tranches superficielles du manteau (100 à 400 km), les modèles montrent, généralement sur l'ensemble de l'épaisseur, une anomalie négative de vitesses sous le Bouclier Touareg (Grand, 2002 ; Ritzwoller et al., 2002; Shapiro & Ritzwoller, 2002 ; Priestley et al., 2008 ; Figures V.11, V.12, et V.13). Ces données sont en accord avec la présence actuelle d'une anomalie thermique sous la lithosphère, modélisée par nos travaux de géophysique.

Davaille et al. (2005 ; Figure V.14) proposent une interprétation de modèle tomographiques portant sur l'ensemble du manteau, à partir de résultats d'études de modélisations analogiques

de dynamiques de fluides : selon ces auteurs, six panaches « primaires » seraient enracinés à la l'interface noyau-manteau sous l'Afrique. La région sud-saharienne (Bouclier Touareg, Tibesti, bassins du Tchad) serait située aux limites des influences thermiques de ces panaches, ce qui pourrait être en lien avec la présence d'une anomalie de vitesse sous cette région, entre 1500 et 2500 km de profondeur (Figure V.14).

Forte et al. (2010 ; Figure V.15) proposent un nouveau modèle de géodynamique profond, basé sur l'interpolation de plusieurs jeux de données (tomographie de vitesses sismiques, anisotropie sismique, modélisations pétrologiques), sur lequel on peut également constater qu'aucune anomalie de vitesse ni aucun déplacement vertical d'asthénosphère ne sont présents à forte profondeur (> 1500 km) sous le Bouclier Touareg. En revanche, les bombements sahariens (Bouclier Touareg, Tibesti) stationneraient actuellement sur une zone de manteau chimiquement allégé à profondeur intermédiaire (entre ~ 500 et ~ 1200 km). Cette anomalie de densité, d'ordre chimique, pourrait avoir un effet de diminution des vitesses sismiques et expliquer les anomalies de vitesses imagées dans la même région, y compris sur la Figure V.14 (entre 1200 et 1500 km).

En résumé, les diverses études de tomographie sismique montrent qu'aucune structure thermique profonde (> 1500 km) n'est actuellement présente sous le Hoggar. Une région à densité plus faible serait présente entre ~ 500 et ~ 1200 km, profondeurs compatibles avec les signatures isotopiques HIMU (Beccaluva et al., 2007 ; voir ci-dessus). Mais cette anomalie de densité ne serait pas forcément corrélée à une température anormalement haute. Dans les tranches les plus superficielles du manteau (< 500 km), une anomalie de vitesse est clairement marquée sous le Bouclier Touareg, elle serait corrélée à l'amincissement thermique que nous avons modélisé.

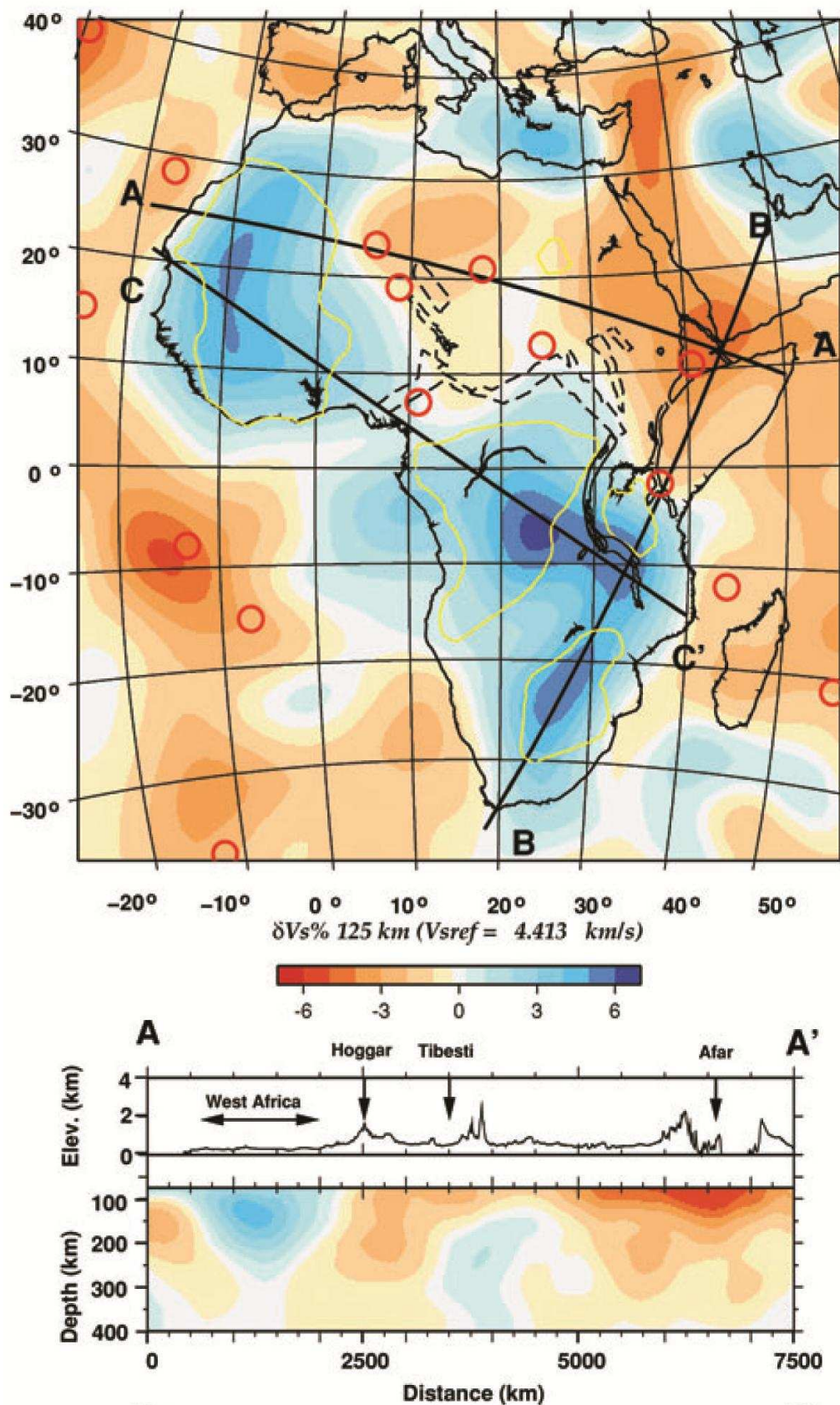


Figure V.11 - En haut, carte de variations de vitesses sismiques à 125 km sous l'Afrique (normalisées au modèle PREM), d'après Priestley et al., 2008. Les cercles rouges représentent les panaches mantelliques supposés, les formes jaunes correspondent régions cratoniques. En bas, coupe du modèle entre les Canaries et l'Afar.

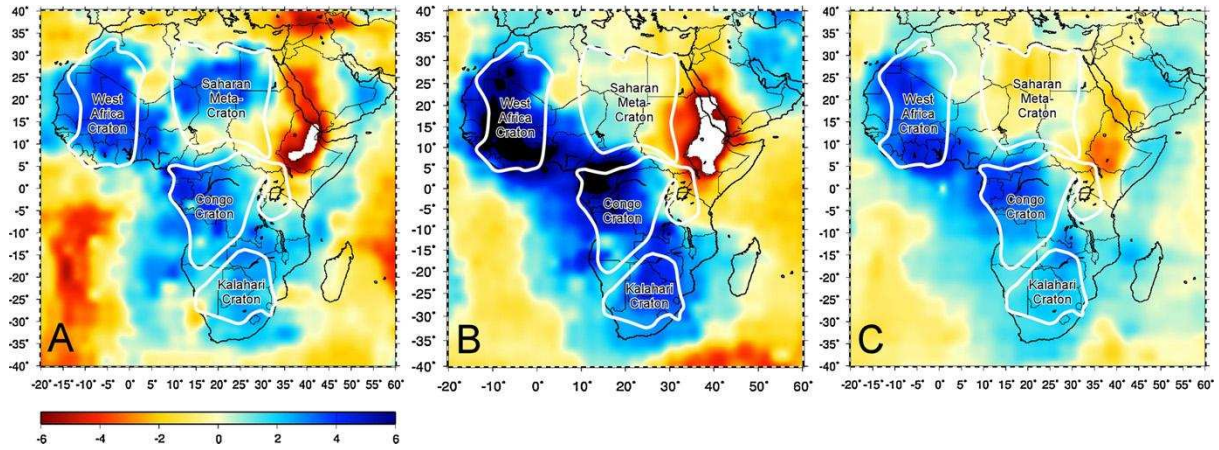


Figure V.12 - Vitesses sismiques sous l'Afrique pour les tranches 0-100 km (A), 100-175 km (B) et 175-250 km (C), normalisées au modèle PREM. Figure issue de Abdelsalam et al., 2011, d'après le modèle de Grand (2002).

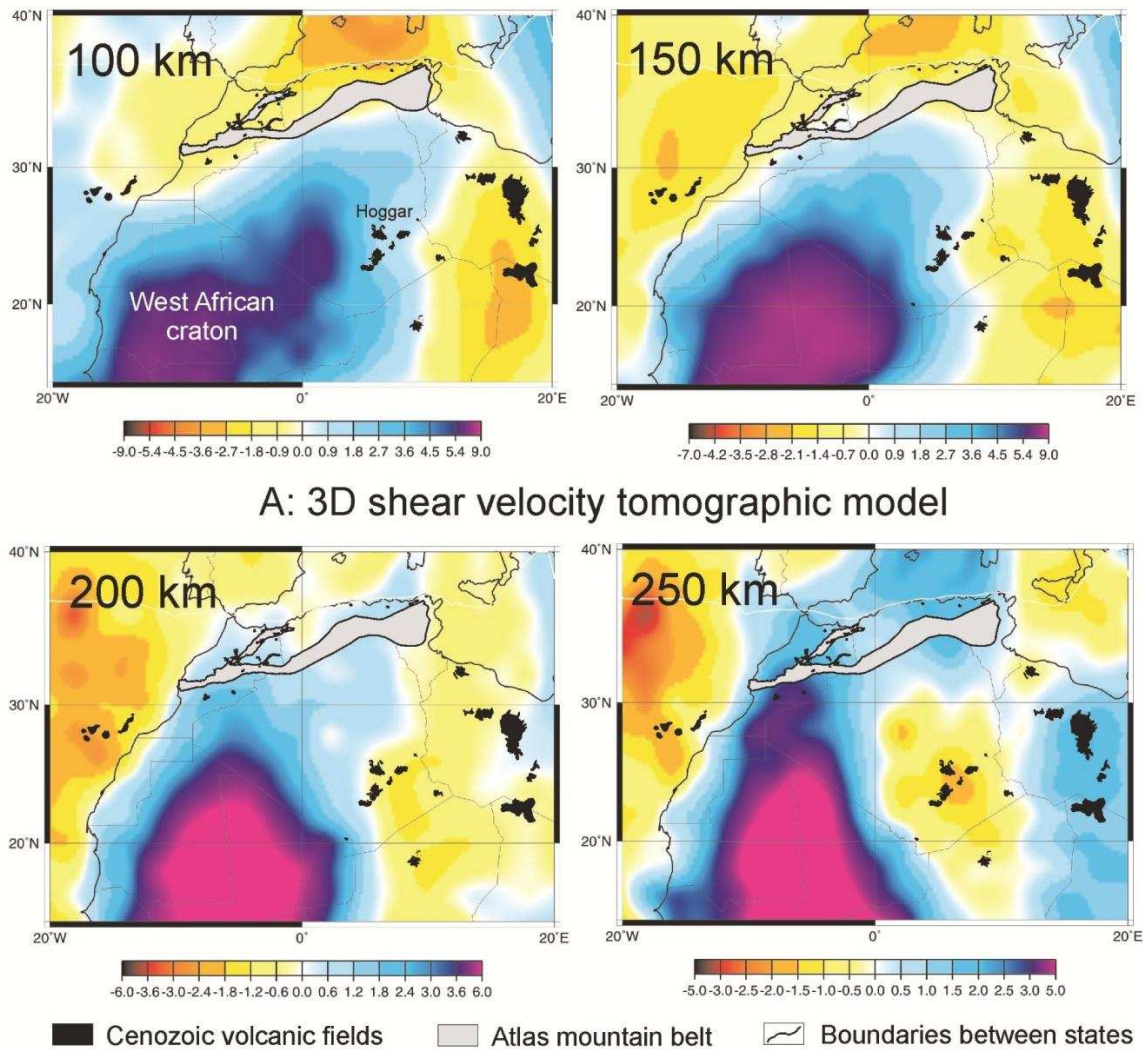


Figure V.13 - Vitesse des ondes sismiques normalisées au modèle PREM, issues du modèle de N. Shapiro (Ritzwoller et al., 2002; Shapiro & Ritzwoller, 2002), d'après Liégeois et al., 2005. Contrairement aux Figures V.11 et V.12, ici l'anomalie de vitesses sismiques sous le Bouclier Touareg n'est pas imagée pour les tranches les plus superficielles (100 et 150 km).

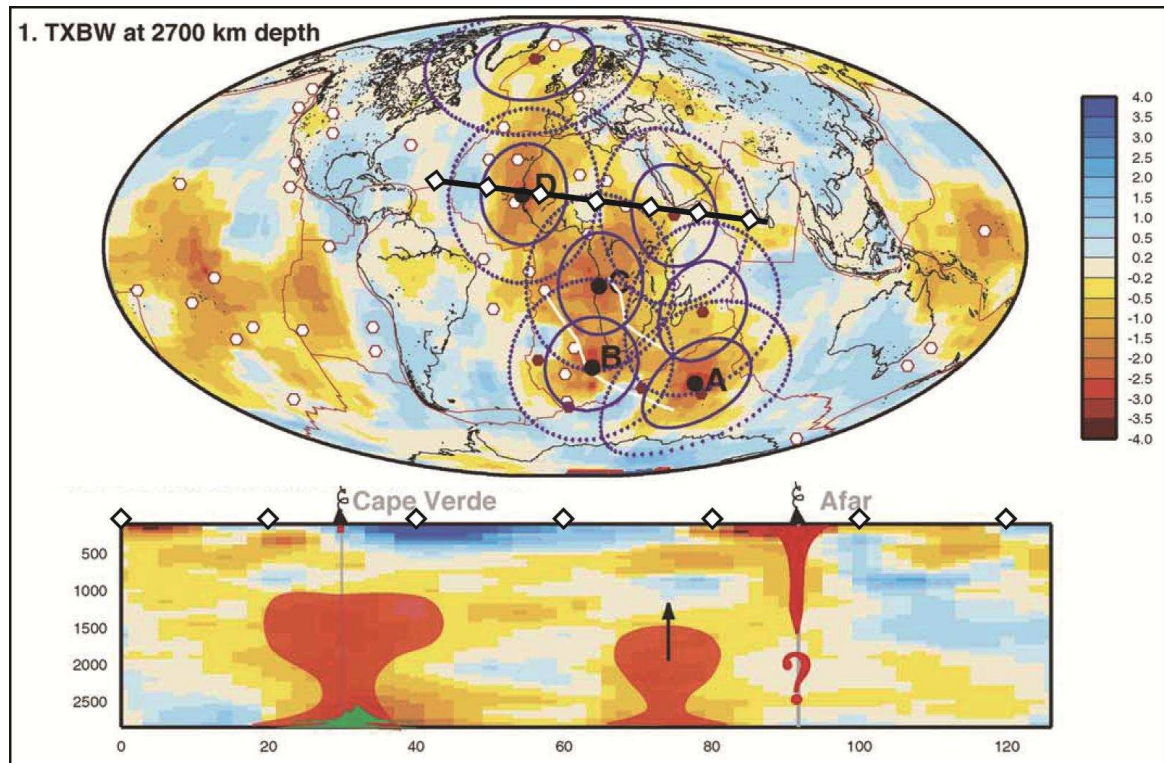


Figure V.14 – Carte à 2700 km de profondeur et coupe du modèle TXBW de Grand (1997), d'après Davaille et al. (2005). Sur la carte, les points noirs correspondent aux 6 principaux panaches mantelliques entre l'Inde et l'Atlantique, qui proviendraient de l'interface noyau-manteau. Les cercles noirs et pointillés autour de ces panaches correspondent respectivement aux zones d'influence thermique majeure (2000 km de diamètre) et mineure (3500 km de diamètre). Sur la coupe, les zones rouges et vertes correspondent aux régions avec les anomalies négatives de vitesses les importantes.

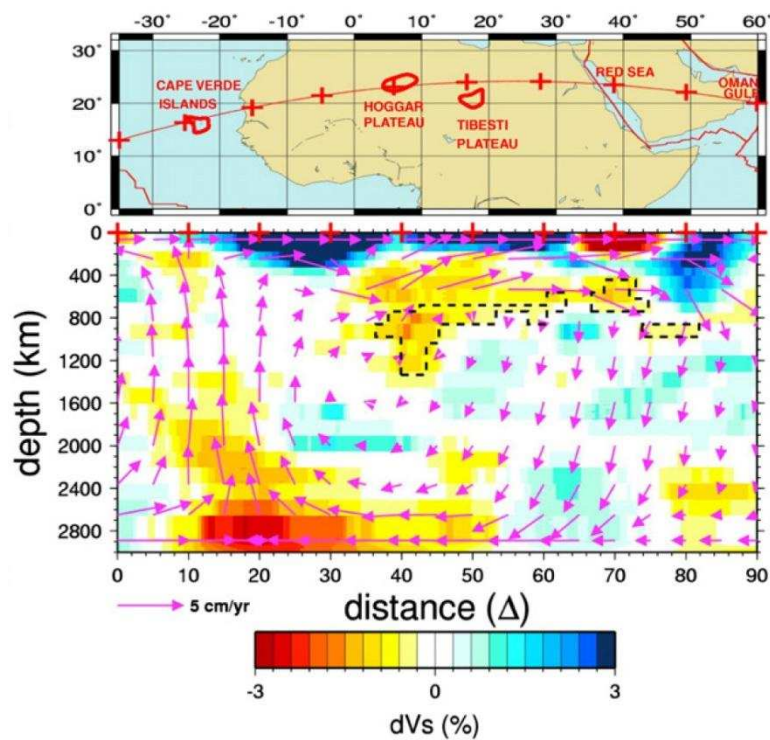


Figure V.15 – Coupe du modèle de Forte et al. (2010). Les couleurs représentent la tomographie de vitesse sismique, les flèches représentent les déplacements du manteau, et les pointillés noirs entourent une zone où la composition chimique génère une anomalie de densité de plus de 0.1 %.

1.5 Des perturbations thermiques superficielles ?

Pour expliquer le bombement et le magmatisme du Bouclier Touareg par une perturbation thermique il est possible d'envisager, outre un effet d'une anomalie thermochimique profonde de l'asthénosphère discuté précédemment, une influence des structures superficielles lithosphériques par le mécanisme de la convection de bordure (Edge Driven Convection, EDC).

Ce mécanisme correspond à une instabilité générée par le contraste de température à l'interface verticale entre une lithosphère cratonique froide d'une asthénosphère chaude ; cette instabilité pourrait permettre de la fusion partielle en bordure des cratons, par décompression du flux montant d'asthénosphère (King & Anderson, 1995, 1998 ; Farrington et al., 2010 ; Figure V.16). L'EDC serait particulièrement instable, car potentiellement annihilée dès que la plaque subit un déplacement (Figure V.17).

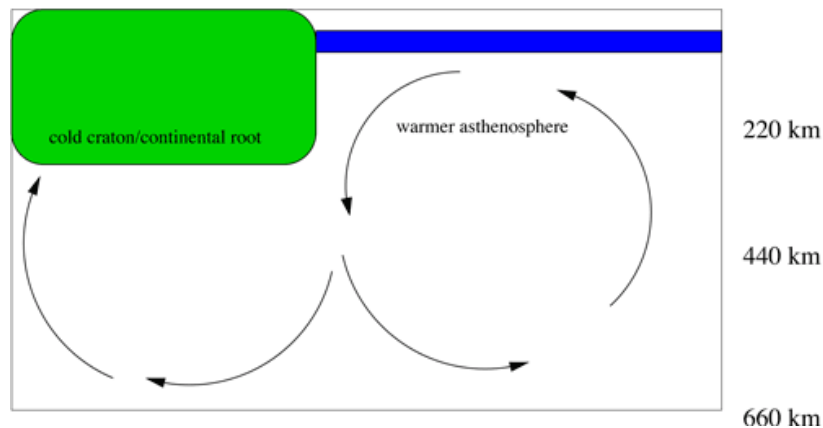


Figure V.16 – Illustration du mécanisme de l'Edge Drive Convection (King & Anderson, 1998).

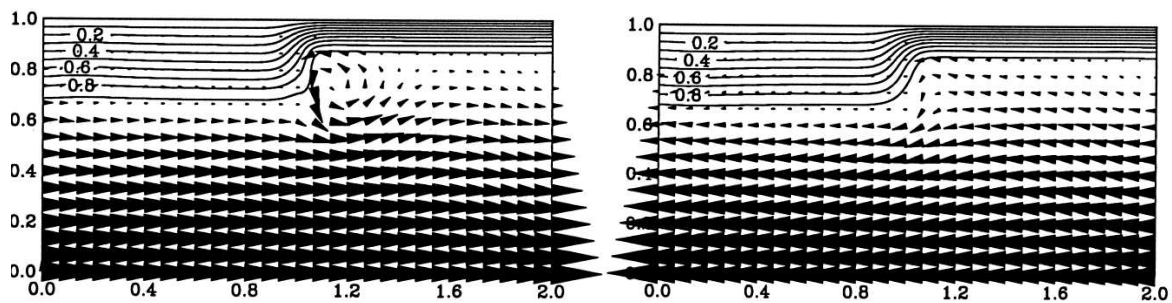


Figure V.17 – Vecteurs de déplacement de l'asthénosphère (flèches noires) à l'interface entre deux lithosphères d'épaisseurs différentes, d'après King & Anderson (1998). A gauche, avec un déplacement de 1 cm/an de la plaque vers la gauche, l'EDC est actif. A droite, avec un déplacement de 1 cm/an vers la droite, l'EDC est désactivé.

Aït Hamou (2000) ainsi que Liégeois et al. (2005 ; Figure V.1) ont, entre autres, proposé que des phénomènes d'EDC puissent avoir lieu sous le Bouclier Touareg, en raison de la position de celui-ci en bordure du Craton Ouest Africain. D'autres études ont par ailleurs proposé ce

type de mécanisme pour d'autres régions en bordure du Craton Ouest Africain : les Atlas (Missenard, 2006 ; Missenard & Cadoux, 2012) ou encore la Cameroon Line (Reusch et al., 2010).

Pour l'explication du bombement et du magmatisme cénozoïques du Bouclier Touareg, l'hypothèse d'un mécanisme de type EDC permettrait d'expliquer plusieurs points, par rapport au modèle de panache mantellique :

- la baisse de vitesse de déplacement que subit la plaque entre 60 et 35 Ma (Figure V.7) pourrait permettre l'établissement d'une convection type EDC dans cette période. Une telle chronologie serait compatible avec l'âge Eocène Supérieur de l'exhumation, comme avec la mise en place du volcanisme tholéiitique à partir de 35 Ma.
- si on considère que l'EDC a été actif depuis 60 Ma jusqu'à aujourd'hui, alors il explique également le volcanisme postérieur. En outre, l'étalement du volcanisme et son évolution vers une composition alcaline, comparée au modèle de panache de Wyllie (1998) par Aït Hamou & Dautria (1994), pourraient peut-être également être expliqués par des variations de la vitesse et de la taille de la cellule de convection type EDC.
- l'absence de trainée volcanique au Nord-Est et au Sud-Ouest du Bouclier Touareg est expliquée, puisqu'un mécanisme de type EDC suit les déplacements de la plaque, au contraire d'un panache mantellique qui est fixe.
- qualitativement, la figure V.17 montre que l'EDC concerne la tranche d'asthénosphère située jusqu'à environ 1 à 1.5 fois l'épaisseur de la lithosphère cratonique. Les modèles géophysiques que nous avons réalisés prédisent une épaisseur de lithosphère de ~240 km pour le Craton Ouest Africain. Au premier ordre, on pourrait donc s'attendre à ce qu'un EDC sous le Bouclier Touareg permette la remontée d'asthénosphère située jusqu'à ~350 km de profondeur. Une telle étendue verticale permettrait d'une part de faire remonter une asthénosphère avec une signature isotopique différente de la lithosphère, ce qui serait en accord avec les travaux de Beccaluva et al. (2007) qui proposaient une remontée d'asthénosphère du manteau supérieur. D'autre part, un tel mécanisme expliquerait que les modèles de tomographie sismique n'imaginent pas d'anomalies de vitesses au-delà de 400 km de profondeur (sauf pour le modèle de Forte et al. 2010 en Figure V.18 où l'anomalie s'étend jusqu'à 1500 km, mais cela pourrait être expliqué par des variations de densité d'ordre chimique).

L'hypothèse d'un EDC permet donc de s'affranchir des contradictions entre observations et prédictions du modèle de « panache » (absence de trace volcanique, origine du magmatisme post-éocène, origine superficielle de l'asthénosphère et absence de remontée asthénosphérique au-delà de la subsurface dans les modèles tomographiques) tout en conservant les avantages d'une hypothèse « thermique » par rapport aux modèles « tectoniques » (topographie bombée, âges AHe montrant un signal homogène au cœur et plus ancien en bordure du bombement,

accord avec nos modèles géophysiques qui prédisent une importante érosion thermique). En revanche, quelques éléments restent difficiles à expliquer :

- la Figure V.17 montre qu'en cas de déplacement vers la droite, l'EDC est annulé, alors que si le système est déplacé dans l'autre sens cela ne pose pas de problèmes. Si on considère une cinématique de la plaque Afrique du S-SW vers N-NE, il y aurait donc une composante de déplacement W-E qui pourrait être problématique.
- si un EDC est mis en place sous le Bouclier Touareg, alors l'anomalie thermique devrait probablement être relativement parallèle à la suture ~N-S avec le Craton Ouest Africain, comme pour les Atlas (Missenard & Cadoux, 2012) ou la Cameroon Line (Reusch et al., 2010). On s'attendrait donc dans le Bouclier Touareg à ce que l'amincissement lithosphérique, le bombement topographique et l'exhumation montrent une élongation en N-S, ce qui n'est pas le cas.

1.6 Synthèse

En résumé, nous avons discuté de quatre mécanismes qui permettent chacun d'expliquer une partie des observations réalisées sur le Bouclier Touareg. Les deux premiers modèles discutés mettent en œuvre des processus dits « horizontaux », liés aux événements alpins. En opposition, les deux autres modèles discutés sont dits « thermiques », car générés par des instabilités asthénosphériques plus ou moins profondes.

Ces quatre modèles ont tous leurs propres avantages et inconvénients. Les résultats acquis dans le cadre de ce travail permettent de penser que les modèles « horizontaux » ne sont pas, en l'état des connaissances actuelles, satisfaisants pour expliquer correctement le bombement du Bouclier Touareg et son magmatisme.

Les modèles thermiques nous semblent ainsi mieux adaptés à répondre à cette question de l'origine des autres bombements Nord-africains. On pourrait par exemple envisager la présence d'un important panache « primaire » (Davaille et al., 2005 ; Figure V.14) sous l'ensemble de la plateforme saharienne, qui percerait la lithosphère dans ses zones de faiblesses situées entre les zones cratoniques (Figure V.15). Toutefois cette anomalie est encore limitée au manteau inférieur. De plus, dans cette hypothèse, un important bombement de toute la plateforme saharienne serait attendu, alors que les altitudes ne sont pas particulièrement élevées entre les bombements sahariens. Enfin, un panache de ce type ne serait pas en accord avec les données géochimiques qui ciblent une origine peu profonde.

On pourrait alors incriminer la région montrant une anomalie chimique de densité, imagée sur la Figure V.19 entre 500 et 1300 km (Forte et al., 2010). Mais d'après ces résultats cette anomalie n'est pas associée des remontées d'asthénosphère, puisque les vecteurs de déplacement sont relativement horizontaux. Cette anomalie ne pourrait donc pas expliquer l'ampleur des perturbations enregistrées en surface. D'ailleurs ce même modèle a été repris par Moucha & Forte (2011) pour estimer les effets dynamiques du flux mantellique sur la topographie, et les soulèvements estimés pour la zone saharienne ne dépasseraient pas 250 m.

Le mécanisme le plus probable, même s'il n'est pas sans reproche, reste celui de la convection de bordure. Des quatre mécanismes discutés pour expliquer le bombement du Bouclier Touareg, il est celui le plus en accord avec les observations. De plus, si l'on se fie à l'étude de Liégeois et al., 2012 (Figure V.22), tous les bombements Nord-africains sont éligibles à ce mécanisme, puisque tous situés en bordure de domaines cratoniques.

Finalement, peut-être ne faut-il pas prendre ce mécanisme au pied de la lettre, en cherchant des remontées parallèles aux bordures formant des bombements linéaires, mais plutôt imaginer que la lithosphère saharienne montre une épaisseur avec de fortes variations, avec des régions amincies comme le Bouclier Touareg où, avec le ralentissement de la plaque au Cénozoïque, se développent des instabilités dans les couches les plus superficielles de l'asthénosphère.

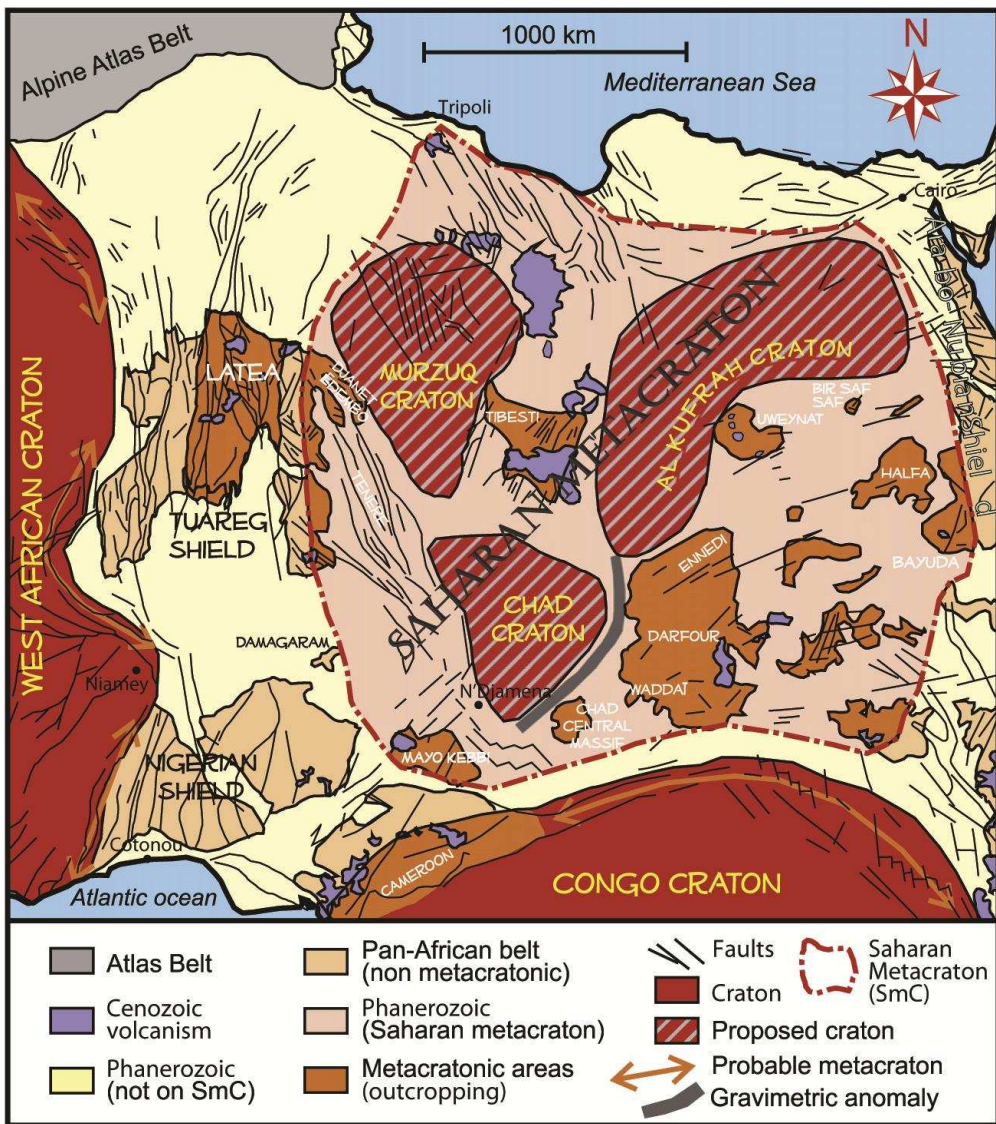


Figure V.15 – Carte schématique des ensembles mécaniques de la lithosphère saharienne (Liégeois et al., 2012).

2. Discussion des mécanismes géodynamiques en Afrique saharienne : l'évolution mésozoïque du Bouclier Touareg

L'étude de thermochronologie basse température que nous avons réalisée nous a permis de mettre en évidence un refroidissement des échantillons durant le Mésozoïque. Nous avons interprété cela comme l'évidence d'une phase d'érosion du Bouclier Touareg, dont nous ne pouvons pas contraindre l'âge de départ mieux qu'entre le Trias et le Jurassique Supérieur, mais dont nous avons montré qu'elle serait stoppée au Crétacé Supérieur. Le Bouclier Touareg serait alors enseveli sous une couverture sédimentaire plurikilométrique, avant que ne débute la phase d'exhumation de l'Eocène Supérieur, dont les origines ont été discutées au paragraphe précédent.

2.1 Discussion des contraintes sur l'évolution du Bouclier Touareg au Mésozoïque

Trois éléments précédemment développés dans cet ouvrage permettent de contraindre l'évolution du Bouclier Touareg durant le Mésozoïque : la synthèse des séries sédimentaires sahariennes développée au Chapitre I, l'étude de thermochronologie basse température (Chapitres III et IV), et les reconstitutions paléo-topographiques réalisées durant l'étude géophysique (Chapitre II).

a- Contraintes sédimentaires

Les bassins périphériques (Bassins Sahariens du Nord, Murzuq, Tim Mersoï, Tanezrouft) n'enregistrent globalement pas ou peu de sédimentation durant le début du Mésozoïque, peu de contraintes fiables peuvent en être interprétées.

A partir du Jurassique Supérieur, le signal détritique devient plus marqué dans tous les bassins. Le Bouclier Touareg serait la source la plus probable des éléments détritiques. Ces apports pourraient résulter de l'érosion d'un dôme de socle ayant une morphologie comparable à l'actuelle, ou de la pénéplanisation tardive d'une zone de déformation Hercynienne, qui perdrait alors ses derniers lambeaux de couverture paléozoïque.

Au Crétacé inférieur cette sédimentation détritique s'intensifie, les dépôts jusqu'alors cantonnés à des zones subsidentes, deviennent massivement continentaux avec une plus forte granulométrie et s'étalent sur toute la plateforme. Ces dépôts recouvrent les termes mésozoïques antérieurs, mais également paléozoïques, voire même le socle, lorsqu'on s'approche du Bouclier Touareg. A l'Aptien une phase de tectonique extensive, dite Autrichienne, se développe au Sud du Bouclier Touareg (ouverture du seuil de Gao et des bassins du Tchad) tandis qu'au Nord les déformations seraient plutôt compressives. Des débris d'Angiospermes, retrouvés dans ces séries du Crétacé Inférieur, traduisent l'existence de terrains d'altitude significative (> 1500 m ; Lefranc & Guiraud, 1990). De plus, les apports détritiques montrent une teneur significative en minéraux lourds, ce qui traduit une érosion de socle (Lorenz, 1980 ; Lefranc & Guiraud, 1990). Tout laisse donc penser que le Bouclier Touareg était alors en position haute, dominant et alimentant les vastes systèmes fluvio-lacustres Sahariens.

Au Crétacé Supérieur, les bassins environnants du Bouclier Touareg sont envahis par la mer, les apports détritiques diminuant alors que les fossés continuent de s'effondrer. Des jonctions entre la Téthys et l'Atlantique (ou au moins les bassins d'Iullemmeden et du Tchad) seraient possibles, à l'Ouest du Bouclier Touareg (Tanezrouft-Tilemsi) comme à l'Est (Fossés du Ténéré). Au Cénomaniens, la mer s'avance même jusque sur le socle du Hoggar, où sont déposés les calcaires d'Amguid.

La place de la série gréseuse de Serouenout, au cœur du Hoggar, n'est pas clairement définie dans cette chronologie. Si on se réfère aux morceaux de bois que cette série contient, d'âge Crétacé inférieur selon les dernières études, alors il existe une certaine contradiction entre le fait que le Hoggar ait été, au Crétacé Inférieur, à la fois un bombement de socle alimentant en éléments détritiques les bassins périphériques et une zone permettant la sédimentation de cette série gréseuse. Il semblerait donc plus cohérent avec le contexte global de considérer un âge Cénomaniens, la mise en place d'une sédimentation dans le Hoggar étant alors plus en phase avec une avancée de la mer dans les bassins (marquée par les dépôts d'Amguid) et un recul des dépôts détritiques à proximité des zones encore émergées comme le centre du Hoggar.

b- Contraintes thermo-chronologiques

L'étude de thermochronologie que nous avons menée a permis de mieux contraindre l'histoire mésozoïque du socle (Figure V.16).

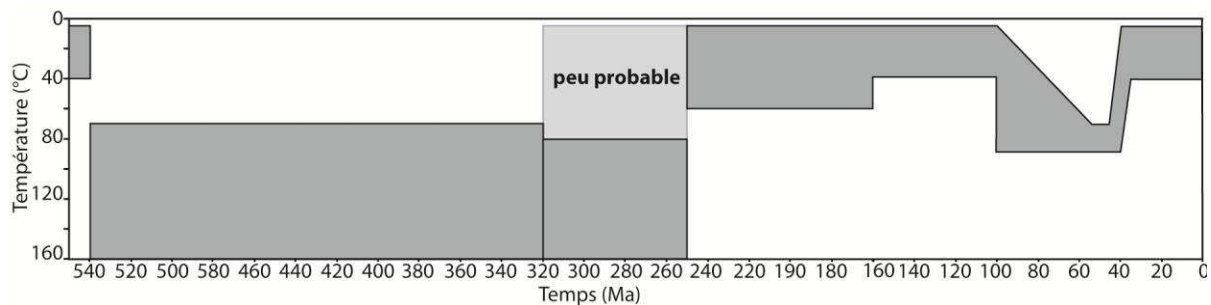


Figure V.16 – Histoire thermique synthétique du Bouclier Touareg durant le Phanérozoïque, d'après l'interprétation des nouvelles données AFT et AHe. Les formes grises représentent les températures possibles pour les roches formant actuellement la surface du bombement.

D'après les inversions de certaines données AFT, il semblerait que la période 320-250 Ma soit relativement chaude ($> 80^{\circ}\text{C}$). De tels résultats impliqueraient que, comme discuté en fin de Chapitre IV, l'épisode hercynien ne serait pas un facteur d'érosion importante (ou alors de manière localisée) et la couverture paléozoïque serait donc, au moins en majeure partie, conservée sur le socle du Bouclier Touareg.

Les données AFT des échantillons ALG, à l'Ouest du district volcanique du Tahalra, ont convergé vers un refroidissement au Crétacé Inférieur, alors qu'aucun témoin géologique ne permettant de contraindre ce refroidissement n'avait été pris en compte dans les inversions.

Il est difficile de dater avec précision l'âge d'arrivée en sub-surface des échantillons. Nos inversions traduisent une température légèrement plus chaude entre 250 et 160 Ma qu'entre 160 et 100 Ma. Il semblerait donc que les échantillons n'aient été exhumés qu'après 160 Ma, mais ces interprétations restent sujettes à caution. Finalement la seule certitude est que, si nos conclusions sur l'absence d'exhumation à l'hercynien sont confirmées, alors cette érosion aura d'abord concerné la couverture paléozoïque avant de pouvoir affecter le socle.

c- Contraintes géophysiques

Notre étude de géophysique a consisté à, dans un premier temps, contraindre la structure actuelle de la lithosphère du Bouclier Touareg. Nos modélisations ont montré que le bombement topographique est compensé par un important amincissement de la lithosphère, lié à une forte remontée des isothermes.

Dans un second temps, nous avons aplani les isothermes afin d'annuler les effets de la perturbation thermique, afin de calculer la topographie à l'équilibre isostatique d'un tel modèle. Nous avons montré que ces paléo-topographies, correspondant donc à un état pré-perturbation thermique de la lithosphère, étaient négatives au niveau des régions les plus amincies actuellement. Nous avons donc estimé, au premier ordre, l'effet du remplissage d'eau et/ou de sédiments d'une telle topographie négative.

Ces calculs ont permis de montrer que lorsque la lithosphère n'est pas perturbée thermiquement, elle subit une subsidence thermique qui tend vers une morphologie de bassin, où les dépôts sont compris entre 1 et 3 km suivant le taux de sédimentation et le niveau marin considéré.

d- Synthèse des contraintes sur l'évolution du Bouclier Touareg au Mésozoïque

Le soulèvement du Bouclier Touareg semble avoir débuté assez tôt, puisque les bassins commencent à enregistrer des signaux détritiques dès le début du Mésozoïque. Nous pensons que l'hypothèse la plus solide serait celle d'une arrivée du socle en sub-surface à partir du Jurassique Supérieur – Crétacé inférieur, en relation avec une augmentation graduelle du soulèvement du Bouclier Touareg depuis le Trias jusqu'au Crétacé Inférieur, suivie d'un épisode de subsidence thermique ayant permis l'ensevelissement des échantillons au Crétacé Supérieur.

La faible sédimentation au Trias-Jurassique Inférieur limitée aux zones subsidentes des bassins périphériques serait expliquée par un faible soulèvement du Bouclier Touareg. Au Jurassique Supérieur l'érosion des séries paléozoïques sur le Bouclier Touareg, associée à l'augmentation du soulèvement, est cohérente avec l'apport détritique modéré enregistré dans les bassins périphériques. Au Crétacé Inférieur, le soulèvement étant important et les séries paléozoïques déjà déblayées, les échantillons arrivent en sub-surface. Puisque le socle est fortement érodé, les bassins enregistrent un important apport détritique.

A 100 Ma le soulèvement s'arrête, et le Bouclier Touareg est enseveli sous une couverture, qui permettrait une chauffe à 80°C des échantillons. Cela correspond à une épaisseur de 2 ± 0.5 km, ce qui est en accord avec les estimations d'enfouissement réalisées en géophysique.

L'épaisseur de lithosphère serait donc proche de son état non perturbé à cette période. Cela correspond aussi à l'enregistrement sédimentaire dans les bassins périphériques, qui traduit un recul des dépôts détritiques vers le Bouclier Touareg, et une baisse générale de la granulométrie.

L'augmentation graduelle du soulèvement pendant le Mésozoïque, puis l'épisode de subsidence du Crétacé Supérieur, sont plus facilement expliqués par des phénomènes thermiques plutôt que par des causes tectoniques. Un premier argument serait que les mouvements verticaux semblent relativement lents, le soulèvement du Bouclier Touareg ayant lieu au moins pendant 60 Ma (du Jurassique Supérieur au Cénomanién). Ensuite, mis à part la phase Autrichienne, mais qui intervient trop tard pour expliquer le soulèvement au Jurassique, la tectonique mésozoïque est limitée aux Bassins Sahariens, où du rifting intervient dès le Trias.

2.2 Quels processus géodynamiques ?

Nous proposons que la lithosphère du Bouclier Touareg subisse un amincissement graduel durant le Mésozoïque, qui serait maximal au Crétacé Inférieur. A partir de 100 Ma, la perturbation thermique se résorberait, et les isothermes se rééquilibrant, de la subsidence thermique, prédite par la géophysique et enregistrée par la thermochronologie, serait générée.

Nous présenterons ici les mécanismes qui pourraient être à l'origine de ces perturbations thermiques. Deux pistes peuvent être proposées : une relation avec l'ouverture de l'Atlantique, et une origine purement thermique.

a- Un lien possible avec l'ouverture de l'Atlantique équatorial ?

Le volcanisme du CAMP se met en place à ~200 Ma sur tout l'Ouest de l'Afrique (Figure V.17). Il préfigure l'ouverture de l'Atlantique central où débute au Jurassique Inférieur la mise en place d'une croûte océanique. Outre le fait que les volumes émis n'atteignent pas le Bouclier Touareg, le mécanisme est particulièrement bref (l'ensemble des volumes magmatiques seraient émis en moins de 2 Ma ; Baksi, 2002). On ne peut pas envisager que cet effet ait pu générer des perturbations thermiques sous le Sahara, surtout jusqu'au Crétacé Inférieur.

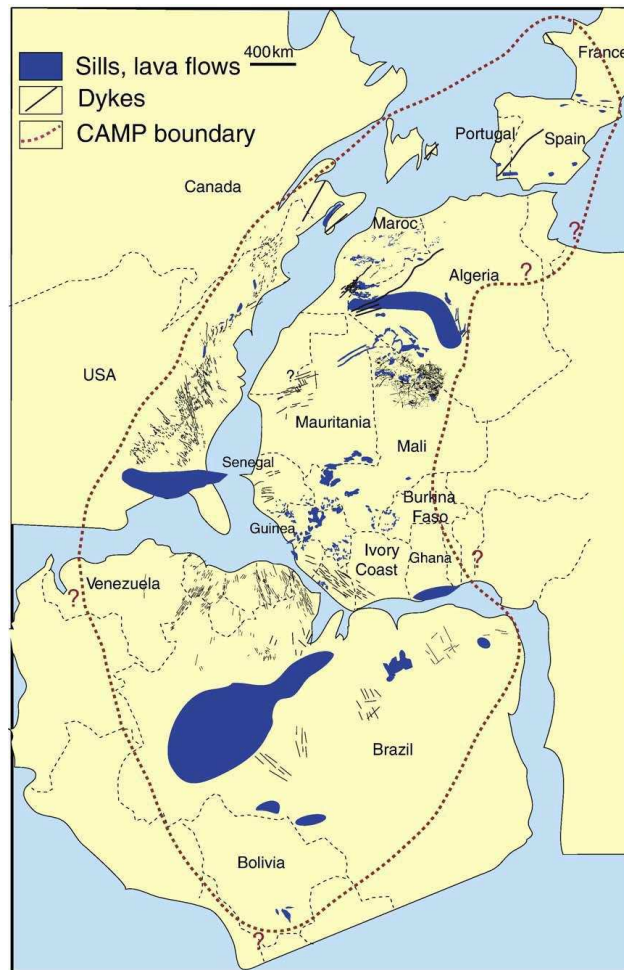


Figure V.17 – Localisation schématique du CAMP (Coltice et al., 2008).

L'ouverture de l'Atlantique Sud débute à ~150 Ma et se propage du Sud vers le Nord (Figure V.18). Des fossés s'ouvrent, notamment au Tchad, la direction d'extension étant NNE-SSW (Guiraud & Maurin, 1992). A partir de l'Albien, la cinématique de la plaque se modifie et l'extension devient orientée WSW-ENE, entraînant une accélération de la subsidence dans les branches des fossés orientées NW-SE, notamment le Ténéré-Téfidet en bordure SE sur Bouclier Touareg.

Des interactions entre cette phase distensive et le Bouclier Touareg ont été proposées par Dautria & Lesquer (1989) pour expliquer le bombement et le volcanisme cénozoïques. D'après ces auteurs, le Hoggar pourrait être situé à la jonction entre trois structures distensives crétacées : les fossés du Tchad au Sud-Est, les structures Nord-Sud en marge Nord du Hoggar, et la dépression de l'Ouest Amded, au Sud-Ouest (Figure V.19). L'intersection entre ces fossés pourrait entraîner des perturbations thermiques sous le Bouclier Touareg, et être à l'origine du bombement et de volcanisme.

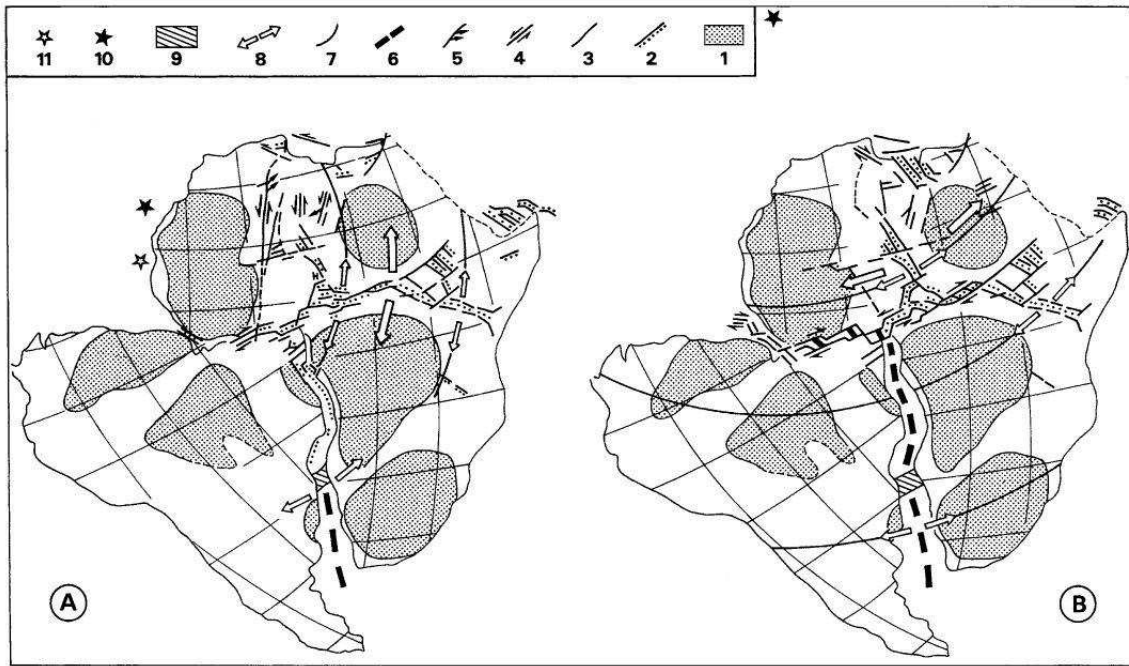


Figure V.18 – Schéma illustrant les deux étapes de l'ouverture de l'Atlantique Sud, d'après Guiraud & Maurin (1992). A : Barrémien, B : Aptien, 1 : craton, 2 : rift, 3 : faille active, 4 : décrochement majeur, 5 : zone comprimée en extrémité de décrochement, 6 : croute océanique, 7 : lignes de rivage, 8 : direction d'extension, 9 : dorsale Walvis-Rio Grande, 10 : pôle de rotation d'après Fairhead (1988) pour A, Kilgord & Schouten (1986) pour B, 11 : pôle de rotation d'après Guiraud & Maurin (1992).

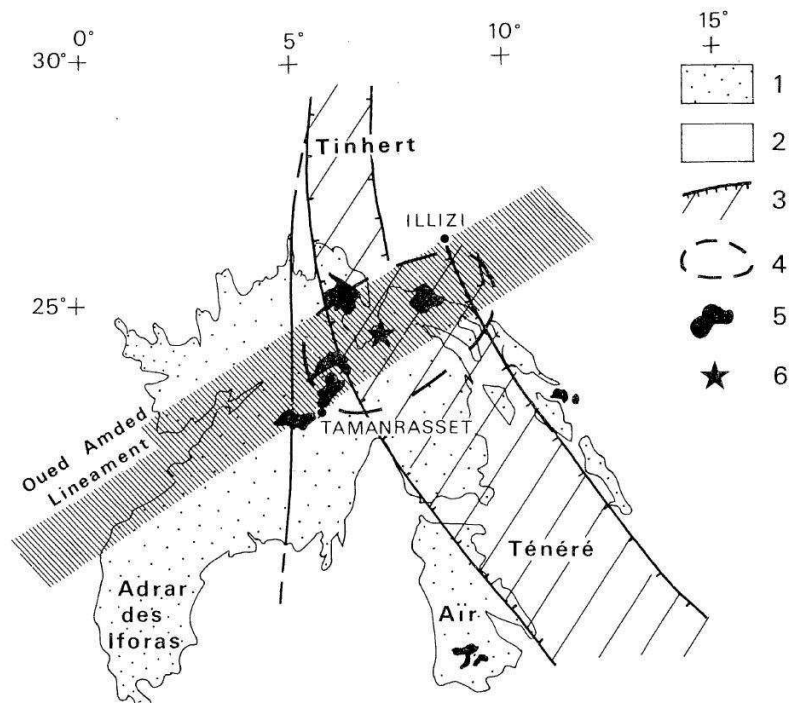


Figure V.19 – Intersection entre les structures distensives Crétacées, d'après Dautria & Lesquer (1989). 1 : socle ; 2 : couverture sédimentaire ; 3 : fossé crétacé ; 4 : anomalie de densité mantellique (Lesquer & al., 1989) ; 5 : volcanisme cénozoïque ; 6 : volcanisme crétacé à eocène, non décrit.

Ce scénario implique que les perturbations actuelles du Bouclier Touareg aient un âge proche de la mise en place de ces fossés, ce qui n'est pas accord avec l'âge éocène du bombement, discuté précédemment. En revanche, le mécanisme proposé par Dautria & Lesquer (1989) pourrait peut-être expliquer l'exhumation du socle au Crétacé Inférieur, période de développement des structures distensives.

Toutefois, ce modèle peut être remis en cause car, si l'effondrement des fossés est bien marqué dans les bassins du Tchad au Sud-Est, les branches N et SW de la Figure V.19 ne montrent que peu de traces d'extension. Au Crétacé Inférieur, les marges Nord du Hoggar semblent d'ailleurs subir plutôt une compression autrichienne qu'une distension. Enfin, ce modèle impliquerait que le soulèvement n'interviendrait qu'à partir du Crétacé Inférieur (âge d'ouverture des fossés), ce qui n'est pas en accord avec le soulèvement Jurassique Supérieur que nous mettons en évidence.

En résumé, il est donc difficile de relier le soulèvement mésozoïque du Bouclier Touareg à l'ouverture de l'Atlantique. Les perturbations du CAMP sont trop brèves et trop anciennes pour expliquer les perturbations du Crétacé Inférieur, tandis qu'une interaction entre les fossés du Crétacé n'explique pas un soulèvement Jurassique.

b- Une origine thermique ?

Puisque le soulèvement du Bouclier Touareg est étendu sur une durée trop longue (au moins pendant 70 Ma, du Jurassique au Cénomanién) pour être corrélé aux phases « tectoniques » décrites précédemment, peut-être faut-il envisager une origine thermique à ce soulèvement.

Une perturbation thermique pourrait impliquer un soulèvement graduel de la lithosphère du Bouclier Touareg durant le Mésozoïque, qui serait maximal au Crétacé Inférieur. A partir de 100 Ma, la perturbation thermique se résorberait, et les isothermes se rééquilibrant, une subsidence thermique, prédite par la géophysique et enregistrée par la thermochronologie, serait générée.

Comme pour la phase d'exhumation cénozoïque, deux processus peuvent être envisagés : l'impact d'un panache asthénosphérique, ou des processus thermiques, type convection de bordure, dans les tranches les plus superficielles de l'asthénosphère. Il n'est pas possible pour l'instant de privilégier l'une de ces hypothèses. Quelques éléments de discussion peuvent toutefois être avancés :

- si le soulèvement est lié à l'impact d'un panache mantellique, on s'attendrait à ce que du volcanisme se mette en place. Puisque le socle du Bouclier Touareg a été le siège d'importants mouvements verticaux, il est possible que ces traces en aient été érodées. En revanche des témoins devraient en être décrits en dehors du Bouclier Touareg, surtout si du magmatisme a eu lieu de manière plus régionale, comme par exemple la trace d'un panache liée au déplacement de la plaque. Or il n'existe pas, ou très peu, de traces volcaniques mésozoïques dans le Sahara, hormis quelques édifices intrinsèquement liés aux fossés crétacés.

- Davaille et al. (2005) ont proposé que la région saharienne soit actuellement placée sur un panache primaire, encore en profondeur (Figure V.18). En outre, ces auteurs ont estimé le temps de récurrence d'un tel panache à 100-200 Ma. Il est donc possible qu'un panache semblable ait été mis en place sous le Sahara durant le Mésozoïque.
- si on envisage que le soulèvement soit lié à des processus thermiques superficiels, type EDC, il faut s'intéresser à la vitesse de déplacement de la plaque durant le Mésozoïque. En effet ce type de mécanisme n'est possible que lorsque la plaque est relativement stationnaire (voir paragraphe 4.5). Torsvik et al. (2008) ont montré que les reconstructions basées sur les points chauds n'étaient pas pertinentes au-delà de 130 Ma. Ces auteurs proposent en outre un modèle de vitesse depuis 300 Ma, qui montre que les vitesses de déplacement de la plaque Afrique étaient supérieures au Mésozoïque par rapport au Cénozoïque. Toutefois, ces estimations sont calculées à partir de l'Afrique du Sud, donc peu adaptées pour le Bouclier Touareg. Il n'est donc pas possible, pour l'instant, de contraindre de manière pertinente les déplacements du Bouclier Touareg durant le Mésozoïque, afin de juger de la possibilité que des convections de bordures se mettent en place.

Conclusion

1. Etat des connaissances et questions non résolues au début de ce travail

L'Afrique du Nord, vaste plateforme continentale, est actuellement caractérisée par plusieurs bombements topographiques : le Bouclier Touareg, le Tibesti, les dômes du Darfour et d'Aouenat (voir Figure D du support de fin de manuscrit). Les caractéristiques morphologiques et géologiques de ces bombements, tous éloignés des frontières de la plaque, sont particulièrement proches. Ils montrent une altitude significativement supérieure à la plateforme continentale Nord-africaine, généralement inférieure à 800 m d'altitude (le moins haut, le dôme d'Aouenat, culmine localement à plus de 1850 m). Du point de vue géologique, ils sont formés de substratum précambrien, qui y perce les séries paléozoïques ; en outre les séries mésozoïques en sont généralement éloignées, tandis que leur topographie est soulignée par du volcanisme alcalin cénozoïque.

Bien que l'origine des bombements de socle et de leur volcanisme cénozoïque soit généralement attribuée à des causes thermiques, le contexte géodynamique à l'origine de leur formation n'est pas encore expliqué de manière satisfaisante. Ils pourraient dériver de panaches mantelliques profonds, comme de perturbations thermiques plus superficielles. Leur âge n'est également pas contraint, ils pourraient avoir été des points hauts depuis le panafricain comme être apparus en même temps que le volcanisme cénozoïque auquel ils sont associés. Enfin, une influence de la tectonique alpine a également été proposée pour le Bouclier Touareg (Liégeois et al., 2005).

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous nous sommes intéressés à l'évolution phanérozoïque du plus étendu de ces bombements, le Bouclier Touareg. Partagé entre l'Algérie, le Niger, le Mali et la Lybie, ce bombement de 1000 km de diamètre permet l'affleurement du socle précambrien sur une majeure partie de sa surface. Ce socle montre les traces d'une structuration lors l'orogénèse panafricaine, qui a accréte des terranes à l'aide d'importantes zones de cisaillement, d'échelle lithosphérique, orientées Nord-Sud (Black et al., 1994).

Autour de ce socle bombé affleurent actuellement, sous forme d'importantes cuervas, les séries paléozoïques. Si les termes les plus anciens, molassiques, relèvent du démantèlement de la chaîne panafricaine au Cambrien, les termes postérieurs montrent une sédimentation marine à côtière, généralement gréseuse. Durant le Paléozoïque, ces séries enregistrent plusieurs phases de déformation qui structurent toute la plateforme saharienne en arches, points hauts où les séries s'amincissent, et en bassins où les séries sont plus épaisses. Les directions de paléo-courants relevées de part et d'autre du bombement (Beuf et al., 1971) suggèrent que le Bouclier Touareg ait été recouvert par ses séries, au moins du Cambrien au Dévonien. On ne sait toutefois pas si le Bouclier Touareg était alors un assemblage d'arches et de bassins locaux, ou une structure de grande échelle comme actuellement.

L'orogénèse hercynienne a fortement structuré les régions au Nord-Ouest du Bouclier Touareg (zones atlasiques, Ougarta). En bordure Nord du Hoggar, à l'aplomb des zones de cisaillement Nord-Sud panafricaines, des déformations des séries paléozoïques sont scellées par le Carbonifère. Il semblerait donc que la déformation hercynienne se soit propagée jusque dans le Bouclier Touareg, et réactive les grands accidents lithosphériques. Mais il n'est pas

possible de savoir si c'est à cette occasion que les dépôts paléozoïques, qui n'occupent aujourd'hui plus le substratum précambrien, ont été déblayés, ou si cette érosion n'est intervenue que plus tard.

L'évolution du Bouclier Touareg durant le Trias et le Jurassique inférieur n'est pas contrainte, puisque très peu de séries sédimentaires de cet âge sont déposées à proximité du bombement. A partir du Jurassique supérieur mais surtout pendant le Crétacé inférieur, l'ensemble de la plateforme saharienne subit une sédimentation continentale détritique, dont les séries portent le nom de Continental Intercalaire. Des témoins de cette sédimentation sont visibles en bordures du Bouclier Touareg (Oued Amded, bordures de l'Aïr) mais également localement sur le socle précambrien du Hoggar, dans la région de Serouenout. Plusieurs arguments concernant la paléogéographie saharienne de cette époque, synthétisés dans le premier chapitre de cet ouvrage, suggèrent que le Bouclier Touareg aurait alors été érodé, étant ainsi une des principales sources de matériaux détritiques.

Au Crétacé inférieur, l'Afrique du Nord subit également une phase de déformation, dite « autrichienne », qui serait liée à l'ouverture de l'Atlantique Sud. Tandis que des déformations compressives Est-Ouest seraient enregistrées dans les bassins au Nord du Bouclier Touareg, un important système de fossés se met en place au Sud, notamment au Tchad. Deux terminaisons de ce système, les fossés du Ténéré et du Téfidet, vont pénétrer le Bouclier Touareg au Sud-Est et localement déposer d'importantes séries jusque pendant le Cénozoïque.

A partir du Crétacé Supérieur la sédimentation détritique continentale laisse place à une sédimentation plus fine, tandis que des transgressions, notamment au Cénomaniens, vont ponctuellement ouvrir des voies marines entre la Téthys et les bassins du Tchad, de part et d'autre du Bouclier Touareg. Des dépôts marins Cénomaniens, discordants sur le socle précambrien, sont retrouvés à Amguid, au pied des cuestas paléozoïques de la marge Nord du Hoggar. Ils témoignent d'une topographie relativement faible du Bouclier Touareg qui semble contraster avec la suspectée érosion au Crétacé Inférieur.

L'évolution du Bouclier Touareg durant le Cénozoïque n'est pas précisément contrainte. A partir de 35 Ma du volcanisme, prenant la forme de plateaux de basaltes tholéitiques, s'épanche sur le Hoggar, à proximité des sédiments mésozoïques de Serouenout. A 28 Ma, le volcanisme du Sud de l'Aïr se met en place. A partir du Miocène, le volcanisme du Hoggar devient alcalin. Il se localise dans de nouveaux districts, qui s'éloignent du district initial tholéitique.

A la lumière de ces éléments, on s'aperçoit que l'évolution du Bouclier Touareg, en particulier en termes de mouvements verticaux, est peu contrainte durant le Phanérozoïque. En ce qui concerne le Paléozoïque, si les séries cambriennes à dévoniennes semblent s'être étendues sur le socle panafricain, la morphologie du Bouclier Touareg à cette époque reste inconnue, de même que son comportement lors de la phase Hercynienne. Pour ce qui est du Mésozoïque, l'évolution n'est pas contrainte, si ce n'est entre le Jurassique Supérieur et le Crétacé Inférieur, où les bassins périphériques enregistrent des apports détritiques suspectés de provenir de l'érosion Bouclier Touareg. Mais cette hypothèse n'est basée que sur des

arguments indirects, et bien que des témoins sédimentaires soient présents sur le Bouclier, il n'y a pas assez de données pour espérer définir avec assurance la morphologie de la région durant le Mésozoïque.

On peut également se poser la question de l'âge et de l'origine du bombement topographique actuel. Bien qu'il soit tentant de le corrélérer temporellement avec le volcanisme qui débute à 35 Ma, il pourrait tout aussi bien être apparu plus récemment, ou même beaucoup plus tôt. Par ailleurs est-il réellement lié à la présence d'une anomalie mantellique, et si oui à quelle profondeur s'enracine-t-elle ? La topographie est-elle dynamique ou est-elle supportée par un amincissement lithosphérique ? Quelle influence ont pu avoir les événements alpins ?

Toutes ces questions, qui mettent en évidence la faible connaissance de l'évolution phanérozoïque du Bouclier Touareg, révèlent que c'est en fait l'évolution verticale de toute la plateforme saharienne qui est mal connue. Des réponses à ces questions sont donc nécessaires si l'on veut améliorer la compréhension de l'origine des bombements topographiques et de leur volcanisme, et plus généralement de toute la géodynamique intraplaque nord-africaine.

C'est dans l'objectif de tenter d'y répondre que c'est développé ce travail de thèse. Nous avons opté pour une approche double. En premier lieu nous avons souhaité améliorer la connaissance de la structure lithosphérique actuelle du Bouclier Touareg, afin d'essayer d'imager l'enracinement de la topographie et du volcanisme. Dans un second temps, nous avons voulu reconstruire l'histoire verticale de la surface actuelle du Bouclier Touareg à l'aide de méthodes de thermochronologie basse température, développées au laboratoire IDES, qui permettent de définir l'histoire thermique des roches en surface.

2. Imagerie de la structure lithosphérique actuelle et passée.

Nous avons employé deux méthodes de géophysique, permettant de modéliser la structure lithosphérique à partir de données de topographie, d'anomalie de géoïde et de gravité à l'air libre, issues de base de données en accès libre. Le premier type de modèle utilisé consiste en une inversion de ces jeux de données, suivant la méthode de Fulla et al. (2007), permettant de dresser des cartes d'épaisseur de la croûte et de la lithosphère. Le second type de modèle est un modèle 2D, permettant par essai-erreur de modéliser des profils longue distance de la structure lithosphérique (Zeyen & Fernández, 1994).

Les modèles 1D ont été les premiers réalisés, ils ont montré que la lithosphère pouvait être légèrement amincie sous le Bouclier Touareg, mais surtout qu'elle semblait épaissie sous les Bassins Sahariens au Nord. La comparaison avec d'autres études montre que cette caractéristique de l'épaississement des Bassins Sahariens est systématiquement imagée. Pour le moment nous ne l'expliquons pas, surtout si on tient compte des études des bassins en surface qui considèrent la région comme chaude et peut-être amincie.

Les modélisations 1D n'ont été qu'un travail préliminaire, car ce sont les modélisations 2D qui ont représenté l'essentiel de notre travail.

Nous avons modélisé quatre profils lithosphériques 2D qui se croisent sur le Hoggar (Figure V.1 ; voir tracés de profils sur Figure C du support de fin de manuscrit). Etant donné que ces modèles sont très sensibles à la géométrie de la croûte, et que nous voulions imager les structures profondes, nous avons opté pour la modélisation systématique de deux scénarios extrêmes, l'un d'une croûte amincie et dense (thin crust ; Moho à ~34 km), l'autre d'une croûte épaissie et moins dense (thick crust ; Moho à ~40 km).

Ces modélisations nous ont permis de proposer que le bombement topographique soit actuellement compensé par un amincissement de la lithosphère, dont la taille (moyenne ou importante) dépend du modèle de croûte utilisé (thick ou thin crust, respectivement). Les modélisations n'ont, en outre, pas imagé d'élongation de cet amincissement dans aucune direction. Nous avons également montré qu'il était nécessaire d'introduire un corps asthénosphérique léger sous l'amincissement, corps qui aurait un rôle sur la topographie. Enfin, les résultats pour les deux scénarios crustaux ont été discutés, et nous avons montré que les modèles montrant un amincissement lithosphérique important associé à une croûte mince et dense (scénario thin crust) étaient plus en accord avec les diverses données pétrographiques disponibles sur le volcanisme du Bouclier Touareg. Toutefois nous suggérons que ce scénario thin crust, s'il doit être favorisé, est probablement exagéré. La structure réelle de la lithosphère du Bouclier Touareg serait donc plutôt un intermédiaire entre ces deux extrêmes, plus proche du scénario thin crust que thick crust.

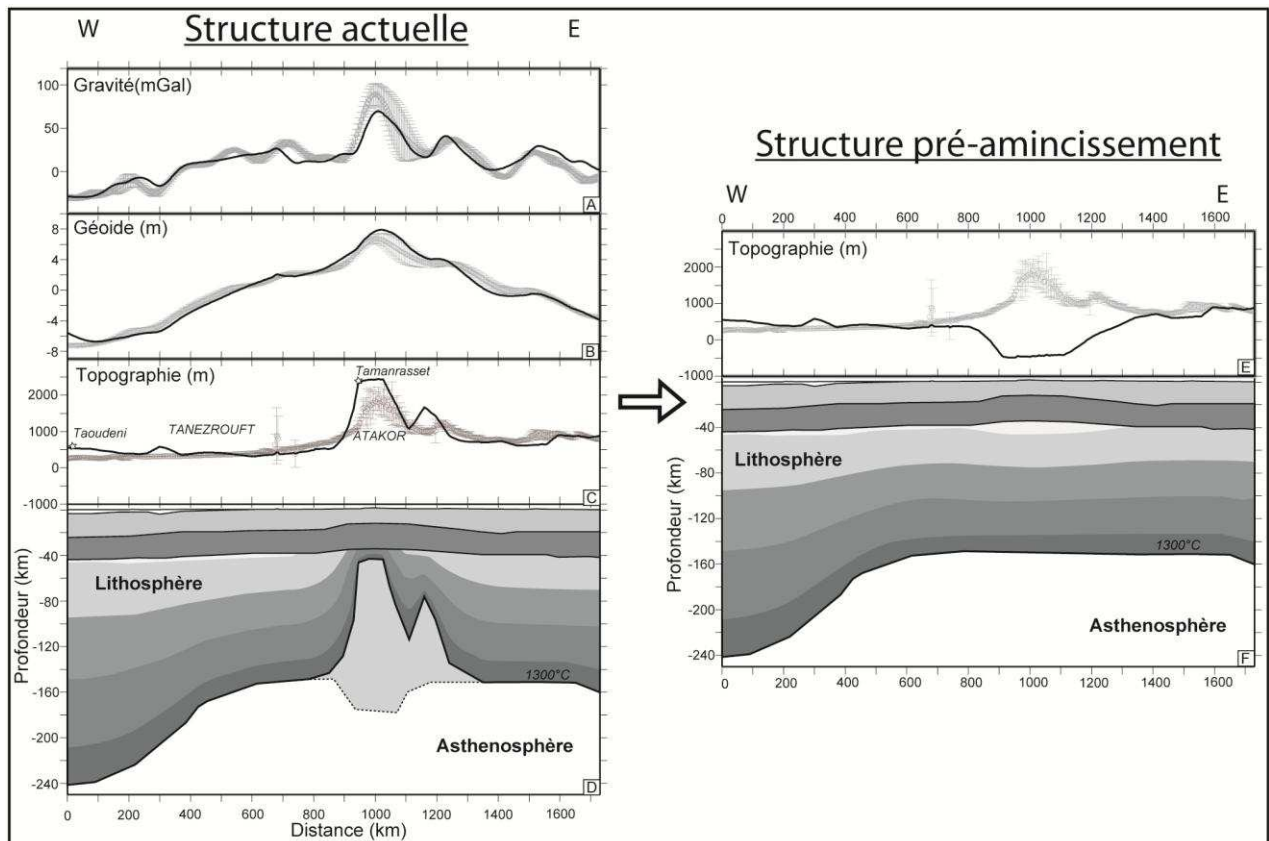


Figure VI.1 – Exemple de modélisation 2D menée sur le Bouclier Touareg (profil Est-Ouest, scénario thin crust). A gauche, la modélisation de la structure lithosphérique actuelle avec, de haut en bas : (A) la gravité à l'air libre, (B) les anomalies de géoïde, (C) la topographie isostatique. Les points gris correspondent aux données extraites de bases de données satellitaires, avec des barres d'incertitudes. Les lignes noires correspondent aux données du modèle. La boîte (D) correspond au modèle lithosphérique d'entrée. A droite, le même modèle corrigé de l'amincissement thermique (F) et sa paléo-topographie isostatique (E) .

Parallèlement à ce travail de modélisation de la structure actuelle de la lithosphère, nous avons développé une méthode permettant d'estimer la paléo-topographie isostatique des profils modélisés (Figure VI.1). En effet, nous avons montré qu'en retirant les perturbations thermiques mantelliques, il était possible de modéliser un état antérieur de la lithosphère dont nous pouvons calculer la topographie isostatique. Etant donné que ces calculs montraient des valeurs de topographie négatives pour le scénario thin crust que nous privilégions, nous avons en outre dû prendre en compte l'effet d'un possible remplissage d'eau et/ou de sédiments. Nous avons donc calculé la profondeur de ces bassins en fonction du niveau eustatique et de l'épaisseur de la pile sédimentaire déposée. Ces estimations ont montré que le Bouclier Touareg avait raisonnablement pu être enfoui sous une couverture sédimentaire d'1 à 2.5 km d'épaisseur (Figure VI.2).

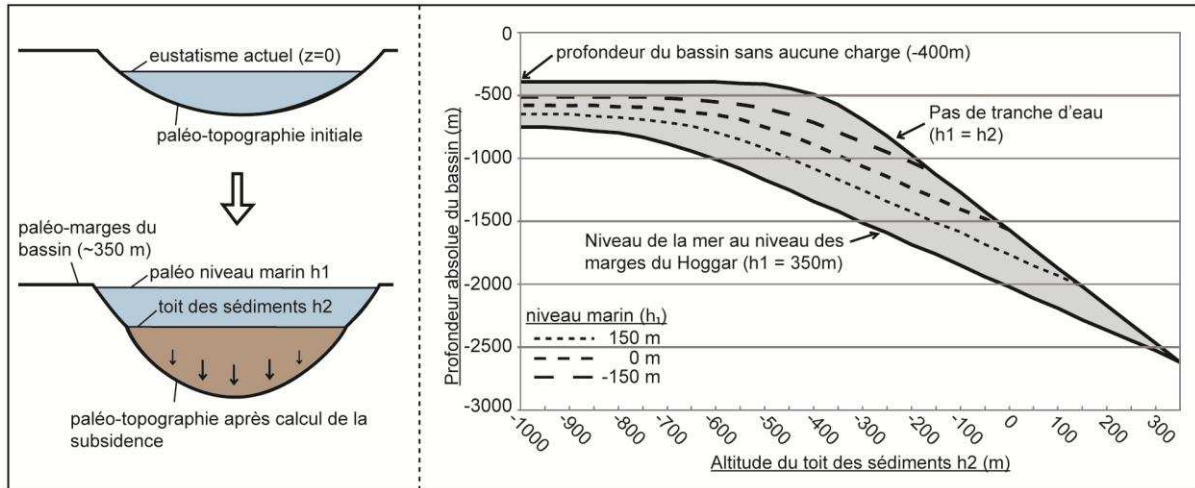


Figure VI.2 – A gauche, illustration de l'effet d'une charge d'eau et de sédiments sur la paléo-topographie. En haut, paléo-topographie calculée par les modèles 2D (voir Figure V.1), qui ne prend pas en compte l'eustatisme passé et le possible remplissage du bassin par des sédiments. En bas, définition des hauteurs h_1 et h_2 , correspond respectivement à l'altitude absolue du niveau de l'eau, et à l'altitude absolue du toit des sédiments. A droite, estimation de la profondeur du bassin du Bouclier Touareg (en ordonnée) en fonction de l'altitude du toit des sédiments h_2 (en abscisse) et du niveau marin h_1 (différentes courtes). Ainsi, pour un niveau marin de +150 m, et un toit des sédiments à +100 m (donc faible tranche d'eau), la base du bassin est située en moyenne à environ -1900 m, soit une épaisseur moyenne de la pile de sédiments de 2000 m.

Ces travaux de géophysique ne sont pas encore terminés, plusieurs tâches étant encore en cours de réalisation :

- l'article soumis à Journal of African Earth Sciences doit faire l'objet de corrections majeures, qui n'ont pas été présentées dans cet ouvrage puisque l'article était dans sa version initiale. Les principales remarques des correcteurs concernent l'unicité des résultats qui, n'étant pas établie, ne permet pas de considérer nos conclusions avec confiance. Bien que, conscients de ce problème, nous avons choisi de modéliser deux scénarios crustaux extrêmes, ces précautions n'ont pas été suffisantes et nous allons donc devoir améliorer notre approche. Nous envisageons désormais de modéliser, sur un seul profil, un nombre plus élevé de scénarios crustaux (probablement quatre ou cinq), ce qui permettra de tester des modèles intermédiaires entre les deux scénarios extrêmes jusqu'ici modélisés. Nous pourrions ainsi discuter du meilleur scénario, que nous appliquerons sur les trois autres profils. Nous devrons ensuite adapter les équations de réponse de la paléo-topographie à la charge sédimentaire à ces nouveaux profils.
- nous souhaiterions étudier l'impact de l'élasticité de la lithosphère sur les calculs de paléo-topographie. Il est en effet possible, suivant la rigidité de la lithosphère, que la charge d'eau et de sédiments soit localement amortie et donc que la subsidence soit moins importante que celle que nous calculons.

3. Reconstruction de l'histoire thermique de la surface actuelle du Bouclier Touareg

Le deuxième volet de ce travail de thèse a constitué en la reconstruction de l'histoire thermique de la surface du Bouclier Touareg. Nous avons initialement prévu un travail de terrain, afin d'une part de mieux décrire certains marqueurs géologiques (séries sédimentaires mésozoïques, relations entre le volcanisme récent et les possibles mouvements de socle), mais surtout afin de pouvoir collecter des échantillons pouvant contenir des apatites. En effet, les méthodes de thermochronologie basse températures que nous prévoyions d'employer sont basées sur les analyses des traces de fission et de la teneur en ^4He de ces minéraux.

Ces missions de terrain n'ont pas pu être réalisées étant donné les conditions géopolitiques délicates dans les régions sahariennes. Toutefois, grâce au prêt d'échantillons de la part de plusieurs géologues (Jean-Paul Liégeois, Bernard Bonin, Aziouz Ouabadi, Mohamed Derder, Olivier Bruguier, Dominique Frizon de Lamotte et François Leparmentier) nous avons malgré tout pu procéder aux analyses prévues.

Une fois les apatites séparées des échantillons, les analyses (U-Th)/He ont été les premières réalisées. Les résultats ont pris la forme d'une publication, soumise à *Geology* et en cours de relecture par des correcteurs au moment de l'écriture de cet ouvrage. Nous avons pu dater 17 échantillons (voir Figure B du support de fin de manuscrit). Les analyses, réalisées au laboratoire IDES, ont souvent présenté une importante dispersion entre les grains, pourtant issus d'un même échantillon. Toutefois, au premier ordre, les âges moyennés montrent un signal homogène (Figure VI.3) compris entre 40 et 60 Ma, sauf dans les parties périphériques du bombement (à proximité des cuestas paléozoïques du Nord-Ouest du Hoggar, et au Sud de l'Aïr) où les âges sont plus vieux (entre 60 et 90 Ma).

Ces résultats ont été interprétés comme témoignant d'une exhumation généralisée du Bouclier Touareg à l'Eocène Supérieur, avant la mise en place des premiers édifices volcaniques à 35 Ma. L'homogénéité qui caractérise les âges AHe de part et d'autre des zones de cisaillement panafricaines nous a permis de proposer que s'il y a eu des rejeux de ces structures, ils n'ont été que mineurs et n'ont pas affecté l'exhumation du socle.

En outre, l'importante dispersion entre les différentes répliqués des échantillons montre que ceux-ci n'ont pas été complètement remis à zéro avant cette exhumation. De plus, sur la base de la présence de témoins sédimentaires Crétacés sur le socle, nous avons proposé qu'au moins les échantillons les plus proches de ces témoins aient été proches de la surface au Crétacé Inférieur. La remise à zéro partielle des âges traduirait ainsi un réchauffement ne dépassant pas 80°C entre les exhumations crétacées et éocènes, compatible avec le dépôt d'une couverture sédimentaire plurikilométrique.

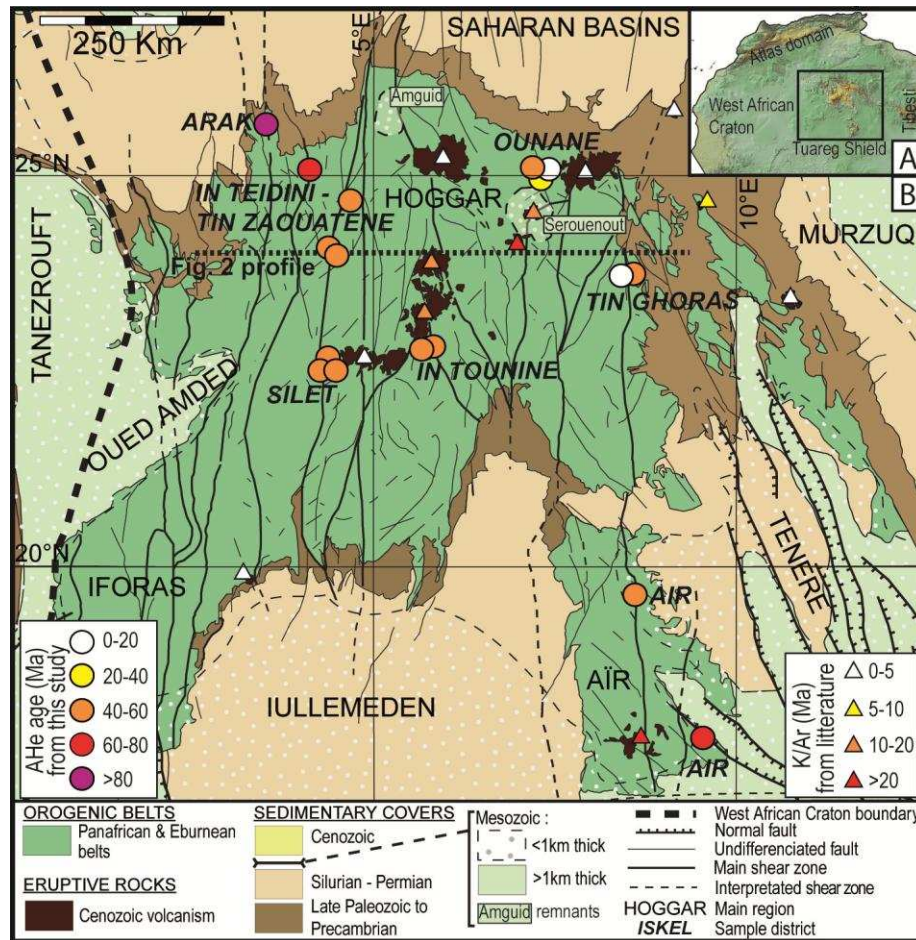


Figure VI.3 – Carte géologique du Bouclier Touareg, avec l'âge de mise en place des différents domaines volcaniques (triangles de couleur), et âges (U-Th)/He moyens (rond de couleur). Ces mesures montrent un signal compris entre 40 et 60 Ma pour le centre du bombement, et plus vieux au niveau des bordures (entre 60 et 90 Ma).

Les analyses de traces de fission sur apatite ont été réalisées dans un second temps. Treize échantillons ont pu être datés, mais un seul d'entre eux aura permis la mesure de longueurs de traces de fission confinées. Notre approche s'est voulue plus quantitative que celle employée pour les interprétations des données AHe, puisque nous avons effectué ici un travail d'inversion des résultats à l'aide du logiciel HeFTy. Dans ce travail ont été intégrées, quand c'était possible, les données AFT déjà publiées sur le Bouclier Touareg.

L'interprétation de ces résultats et la comparaison avec les données AHe nous ont permis de proposer une histoire thermique phanérozoïque synthétique du Bouclier Touareg, présentée dans la Figure VI.4.

L'histoire thermique paléozoïque n'a pas pu être précisément documentée : seul un échantillon a montré que la température était inférieure à 80°C entre 320 et 250 Ma. Il semblerait donc que les échantillons n'aient pas été exhumés à l'hercynien, mais cette interprétation nécessite d'autres mesures pour être confirmée.

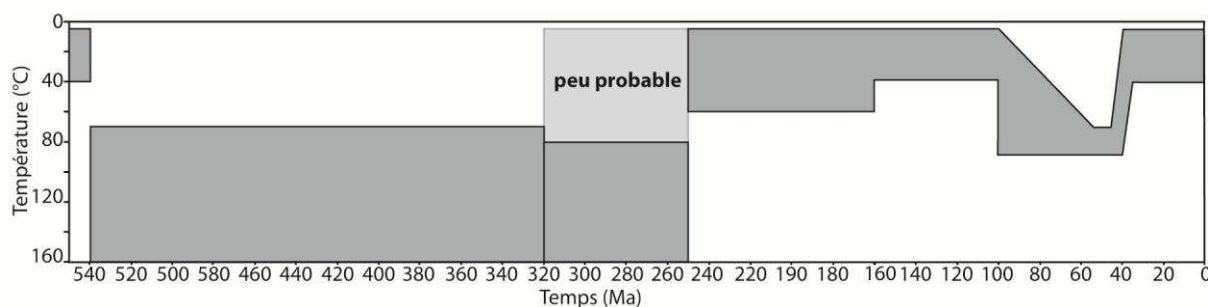


Figure VI.4 – Histoire thermique synthétique du Bouclier Touareg durant le Phanérozoïque, d’après l’interprétation des nouvelles données AFT et AHe. Les formes grises représentent les températures possibles pour les roches formant actuellement la surface du bombement.

L’histoire thermique mésozoïque peut être subdivisée en deux périodes : le Trias – Crétacé Inférieur, et le Crétacé Supérieur. En ce qui concerne le Trias – Crétacé Inférieur, nos modélisations ont montré que les températures atteintes par les échantillons ont été relativement faibles ($>60^{\circ}\text{C}$ entre 250 et 160 Ma, et $>40^{\circ}\text{C}$ entre 160 et 100 Ma). Ces résultats sont en accord avec la sédimentation dans les bassins périphériques qui enregistre un important apport détritique au Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur dont le Bouclier Touareg est suspecté d’être la source.

A partir de 100 Ma les échantillons sont enfouis et sont réchauffés à une température proche de 80°C . Cette phase d’enfouissement crétacée supérieure est compatible avec la présence de témoins sédimentaires crétacés sur le socle du Bouclier Touareg.

Nos résultats montrent que le Bouclier Touareg est exhumé à partir de l’Eocène supérieur, les échantillons jusqu’ici chauffés à $\sim 80^{\circ}\text{C}$ étant mis à la surface avant le volcanisme qui débute à 35 Ma. Par ailleurs, nous avons réinterprété d’autres données AFT publiées sur les bassins périphériques au Nord-Ouest (Logan & Duddy, 1998 ; Akkouche, 2007) et au Nord-Est du Bouclier Touareg (Glover, 1998 ; Underdown et al., 2007). Ces résultats montrent que la phase d’exhumation Eocène est également marquée dans ces zones périphériques, mais qu’elle est d’ampleur plus limitée puisqu’elle exhume des échantillons qui n’étaient préalablement chauffés qu’à 50°C .

Les résultats obtenus nous encouragent à poursuivre cette étude de thermochronologie basse température. Plusieurs travaux sont toujours en cours. En effet :

- nous souhaiterions mieux contraindre les caractéristiques chimiques des apatites analysées, afin d’essayer d’expliquer plusieurs éléments : les écarts de teneur en uranium entre les deux méthodes (AFT et AHe), les Dpar qui ont parfois montré une taille et une géométrie inhabituelles, et enfin les importantes dispersions rencontrées dans les résultats des deux méthodes.
- nous envisageons d’irradier nos échantillons avec une source de ^{252}Cf . Ce type d’irradiation permet de générer beaucoup de défauts dans le cristal, qui sont autant de

voies d'accès pour l'acide HN03 lors de l'étape de révélation des traces de fission spontanées. Ainsi, un plus grand nombre de traces de fission est visible, et nous pourrions donc obtenir des mesures de longueurs de traces de fission confinées.

- nous souhaiterions continuer le travail de modélisation des données, en inversant conjointement les données AHe et AFT. Nous souhaiterions également tester ces résultats avec d'autres logiciels (QTQT, principalement).

4. Synthèse de la discussion des mécanismes géodynamiques sahariens durant le Méso-Cénozoïque

4.1 L'exhumation cénozoïque

Nous avons discuté de quatre mécanismes qui permettraient d'expliquer le bombement topographique et l'exhumation cénozoïques qui caractérisent le Bouclier Touareg.

Le modèle de Liégeois et al. (2005) propose que les événements alpins réactivent les zones de cisaillement précambriennes, ce qui entraînerait à leur aplomb des délamination mantelliques locales d'où proviendrait le magmatisme. Mais d'une part les données AHe montrent qu'il n'y a pas de rejeux verticaux significatifs de ces structures, d'autre part cette hypothèse n'est pas en accord avec les modélisations géophysiques que nous avons menées.

Nous avons discuté d'un éventuel flambage de la lithosphère du Bouclier Touareg en relation avec la collision Europe-Afrique. Si cette hypothèse pourrait expliquer le bombement de la topographie, en revanche il est difficile d'envisager qu'elle permette de générer le magmatisme qui lui est associé. En outre cette hypothèse, de même que la précédente, d'ailleurs, ne permet pas d'expliquer la présence des autres bombements en Afrique du Nord, très éloignés de la limite convergente Afrique/Europe.

Lesquer et al. (1988) ont proposé, sur la base de données de flux de chaleur de surface, que le bombement ne puisse pas être actuellement compensé par une perturbation thermique ; nous avons montré que cette proposition était discutable et qu'une origine thermique était envisageable. Deux mécanismes de ce type ont ensuite été discutés.

Le modèle de panache mantellique d'origine profonde permet d'expliquer la forme relativement sphérique de la topographie et de l'exhumation, de même que les données géochimiques. Par contre l'absence d'une trace volcanique (la plaque se déplaçant vers le Nord-Est entre 35 Ma et aujourd'hui) et l'absence de perturbation profonde sous le Sahara dans les résultats d'étude d'imagerie sismique ne sont pas en accord avec cette hypothèse. En outre, comme pour les précédentes, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer les autres bombements Nord-africains.

Le dernier modèle que nous avons discuté est celui de la mise en place, suite au ralentissement de la plaque à l'Eocène, d'instabilités dans les tranches superficielles de l'asthénosphère par le phénomène d'Edge Driven Convection (King & Anderson, 1998). Nous avons montré qu'il était le plus pertinent, car il expliquait le mieux les différentes observations disponibles sur l'évolution cénozoïque du Bouclier Touareg. En outre, ce mécanisme pourrait expliquer la présence d'autres bombements sur la plateforme saharienne, étant donné qu'ils sont systématiques placés en bordure de domaines cratoniques.

4.2 Le Mésozoïque

Nous avons synthétisés les différentes contraintes sur l'évolution mésozoïque du Bouclier Touareg, obtenues par la synthèse sédimentaire effectuée dans le Chapitre I, l'étude géophysique du Chapitre II et l'étude de thermochronologie basse température (Chapitres III et IV). Ces différents éléments nous ont permis de proposer que le Bouclier Touareg ait subi un soulèvement graduel depuis le Trias jusqu'au Crétacé Inférieur, époque durant laquelle le socle aurait été érodé. A partir de 100 Ma, le soulèvement serait stoppé et la région subirait une subsidence et le dépôt d'une couverture sédimentaire plurikilométrique.

Nous avons discuté des mécanismes qui aurait pu expliquer la dénudation >100 Ma du Bouclier Touareg. Il s'est avéré difficile de le relier aux événements tectoniques majeurs du Mésozoïque, trop éloignés dans le temps (ouverture de l'Atlantique à 200 Ma ; ouverture de l'Atlantique Sud et phase Autrichienne au Crétacé Inférieur) et relativement brefs par rapport à la durée du soulèvement qui s'étend du Trias au Crétacé Inférieur.

Nous avons donc suggéré une origine thermique: il y aurait mise en place d'une perturbation qui permettrait le soulèvement du Bouclier Touareg, et dont la disparition à 100 Ma génèrerait de la subsidence thermique semblable à celle estimée par nos travaux de géophysique. En revanche, nous n'avons pas pu privilégier de mécanisme particulier entre la remontée d'un panache profond et la mise en place d'instabilités superficielles type Edge Driven Convection.

4.3 Perspectives

Nous avons présenté dans les paragraphes précédents de cette conclusion les travaux en cours de réalisation ou prévus à court terme. De manière plus générale, ce travail de thèse montre que plusieurs études doivent être envisagées pour améliorer la compréhension des mécanismes géodynamiques sahariens :

- une meilleure connaissance de la sédimentologie mésozoïque dans les bassins périphériques permettrait peut-être l'acquisition de signaux plus nets traçant l'érosion du Bouclier Touareg, comme l'apport de minéraux lourds ou de matériaux volcaniques.
- une meilleure description de la sédimentologie des séries mésozoïques perchées sur le bombement (Serouenout, Amguid) permettrait sans doute de mieux contraindre l'évolution verticale de la région. Par exemple, une étude diagénétique sur les grès de Sérourénout permettrait peut-être de quantifier l'enfouissement subi par ces séries au Crétacé Supérieur – Eocène.
- étendre ce type de travail (étude combinée de la structure profonde et de l'histoire verticale phanérozoïque) sur les autres bombements Nord-africains permettrait de savoir si l'ensemble de ces hauts topographiques ont une origine géodynamique commune ou s'ils évoluent individuellement.

- Enfin, cette étude met en évidence le manque de contraintes sur le mécanisme d'Edge Driven Convection. Des travaux doivent être entrepris pour connaître sa capacité à générer du magmatisme, sa sensibilité au déplacement de la plaque, et surtout les conditions de sa génération lorsque la topographie de la base de la lithosphère est plus complexe qu'une simple limite linéaire.

Bibliographie

- Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.P. & Stern, R.J., 2002. The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119-136.
- Abdelsalam, M. G., Gao, S. S., & Liégeois, J.-P., 2011. Upper mantle structure of the Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 60(5), 328-336.
- Allègre, C. J., Dupré, B., Lambret, B., & Richard, P., 1981. The subcontinental versus suboceanic debate, I Lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area the Ahaggar volcanic suite. *Earth and Planetary Science Letters*, 52(1), 85-92.
- Aït Hamou, F. & Dautria, J.-M., 1994. Le magmatisme cénozoïque du Hoggar : une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 5(1), 49-68.
- Aït Hamou, F., Dautria, J.-M., Cantagrel, J.-M., Dostal, J. & Briquet, L., 2000. Nouvelles données géochronologiques et isotopiques sur le volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien) : des arguments en faveur de l'existence d'un panache. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330, 829-836.
- Aït Hamou, F., 2000. Un exemple de "point chaud" intracontinental en contexte de plaque quasi-stationnaire : étude pétrologique et géochimique du Djebel Taharaq et évolution du volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien). Montpellier University Thesis. Montpellier University Thesis.
- Akkouche, M., 2007. Application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord (plateforme saharienne occidentale, Algérie). Thèse de doctorat, Université Bordeaux I, 297p.
- Amard, B., 1996. Occurrence of *Libycoceras ismaeli* (Zittel) in the Upper Maastrichtian of Eastern Tademaït, Algerian Sahara. *Journal of African Earth Sciences*, 22(4), 609-615.
- Ault, A.K., & Flowers, R.M., 2012. Is apatite U-Th zonation information necessary for accurate interpretation of apatite (U-Th)/He thermochronometry data? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 79, 60-78.
- Ayadi, A., Dorbath, C., Lesquer, A., & Bezzeghoud, M., 2000. Crustal and upper mantle velocity structure of the Hoggar swell (Central Sahara, Algeria). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 118, 111-123.
- Azzouni-Sekkal, A., Bonin, B., Benhallou, A., Yahiaoui, R., & Liégeois, J.-P., 2007. Cenozoic alkaline volcanism of the Atakor massif, Hoggar, Algeria. In L. Beccaluva, G. Bianchini, & M. Wilson (Eds.), *Cenozoic volcanism in the Mediterranean area* (pp. 321-340). Geological Society of America Special Paper 418.
- Baksi, A.K., 2002. Critical evaluation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Central Atlantic Magmatic Province: Timing, duration, and possible migration of magmatic centers. In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R. & Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 136, 77-90.
- Barbarand, J., Hurford, T. & Carter, A., 2003. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modeling. *Chemical Geology*, 198(1-2), 77-106.
- Bassot, J.-P., Meloux, J. & Traore, H., 1981. Notice explicative de la carte géologique à 1/1.500.000 de la République du Mali. Minist. Ind. Et Mines du Mali, DNGM, Bamako et BRGM, Paris.

- Beccaluva, L., Azzouni-Sekkal, A., Benhallou, A., Bianchini, G., Ellam, R. M., Marzola, M., Siena, F., Stuart, F.-M., 2007. Intracratonic asthenosphere upwelling and lithosphere rejuvenation beneath the Hoggar swell (Algeria): Evidence from HIMU metasomatised lherzolite mantle xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3-4), 482-494.
- Bechiri-Benmerzoug, F., Liégeois, J.-P., Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bechiri, H., Kheloui, R., Matukov, D.-I. & Sergeev, S.-A., 2011. The plutons form the Cryogenian Iskel composite oceanic island arc (Hoggar, Tuareg Shield, Algeria) : U-Pb on zircon SHRIMP geochronology, geochemistry and geodynamical setting. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, Avila, Spain, July 4-9 2011, p.17.
- Bellion, Y. & Guiraud, R., 1985. Intraplate tectonics : eocene deformation West of Adrar des Iforas (Mali). In "African Geology Reviews, Saint Andrews 1985", Bowden, P. & Kinnaaird, J.-A. (Eds.) Wiley.
- Bellion, Y., 1989. Histoire géodynamique post-Paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudenni, Iullemmeden, Tchad). Thèse de l'Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.
- Bellion, Y., Saint-Marc, P. & Damotte, R., 1989. Contribution à la connaissance des dépôts marins au passage Crétacé-Tertiaire dans la vallée du Tilemsi (Nord-Mali). *Journal of African Earth Sciences*, 9(1), 187-194.
- Bendaoud, A., Ouzegane, K., Godard, G., Liégeois, J.-P., Kienast, J.-R., Bruguier, O. & Drareni, A., 2008. Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnean granulite-facies metapelites of Tidjenouine (Central Hoggar, Algeria) : witness of the LATEA metacratonic evolution. In: Ennih, N. & Liégeois, J.-P.(Eds.), *The Boundaries of the West African Craton : Geological Society of London Special Publication*, 297p, 111-146.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., & Bennacef, A., 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Publication de l'Institut Français du Pétrole, collection Sciences et Techniques, 18, Technip ed. Paris, 1 volume, 480p.
- Bhandari, N., Bhat, S.G., Lal, D., Rajagopalan, G., Tamhane, A.S. & Venkatavaradan, V.S., 1971. Fission fragment tracks in apatite: recordable track lengths. *Earth and Planetary Science Letters*, 13, 191-199.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R. & Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg Shield (central Sahara). *Geology*, 22, 5-16.
- Bracène, R. & Frizon de Lamotte, D., 2002. The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria : from Jurassic rifting to Cenozoic-Quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357,207-226.
- Bordet, P., (1953). La série de Serouenout (Ahaggar oriental) est d'âge "Continental Intercalaire" (Crétacé Moyen). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 237, 1732.
- Boudjema, A. & Tremolières, P., 1987. The role of the structural heritage and global tectonic events in the evolution of the Algerian Triassic Basin: tectonic inversion and reservoir distribution. Non publié.
- Bour, I., 2010. Histoire thermique des massifs ardennais et bohémien, conséquences sur la dynamique de l'Europe de l'Ouest au Méso-Cénozoïque. Thèse de doctorat, Université Paris Sud XI, 384p.
- Brigaud, F., Lucazeau, F., Ly, S. & Sauvage, J.F., 1985. Heat flow from the West African Shield. *Geophysical Research Letters*, 12,549-552.
- Burke, K. & Wilson, J.T., 1972. Is the African Plate stationary ? *Nature*, 239,387-389.
- Burke, K., 1996. The African plate. *South African Journal of Geology*, 99,339-410.

- Burov, E. & Guillou-Frottier, L. 2005. The plume head-continental lithosphere interaction using a tectonically realistic formulation for the lithosphere. *Geophysical Journal International*, 161, 469-490.
- Busson, G., 1971. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Thèse D. sc. Paris et Mémoire du Muséum d'Histoire Naturelles (1972), C, XXVI, 1 vol., 441p.
- Busson, G. & Cornée, A., 1991. The Sahara from the Middle Jurassic to the Middle Cretaceous: Data on the environments and climates based on outcrops in the Algerian Sahara. *Journal of African Earth Sciences*, 12(1/2), 85-105.
- Busson, G., Dhondt, A., Amédéo, F., Néraudeau, D., & Cornée, A., 1999. La grande transgression du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnement de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique. *Cretaceous Research*, 20(1), 29-46.
- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 133-159.
- Campbell, I.A., 2006. Large igneous provinces and the mantle plume hypothesis. *Elements*, 1, 265-269.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A. & Ketcham, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics : I. Experimental results. *American Mineralogist*, 84, 1213-1223.
- Carpena, J., 1982. Late thermal history of the Hoggar shield (western Africa). Abstract of the International Conference in Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, 6th, Cambridge, July 1986.
- Carpena, J., Kienast, J., Ouzegane, K., & Jehanno, C., 1988. Evidence of the contrasted fission-track clock behavior of the apatites from In Ouzzal carbonatites (northwest Hoggar): The low-temperature thermal history of an Archean basement. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1237-1243.
- Cavellec, S., 2006. Evolution diagénétique du bassin de Tim Mersoï et conséquences pour la genèse des minéralisations uranifères dans les formations carbonifères du Guezouman et du Tarat (district Arlit-Akokan, Niger). Thèse de doctorat, Université Paris Sud XI.
- Choubert, G., & Faure-Muret, A., 1968. International tectonic map of Africa. A.S.G.A/Unesco.
- Coltice, N., Bertrand, H., Rey, P., Jourdan, F., Phillips, B.-R. & Ricard, Y., 2008. Global warming of the mantle beneath continents back to the Archaean. *Gondwana Research*, 15, 254-266.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. & Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 295-308.
- Craig, J., Rizzi, C., Said, F., Thusu, B., Lüning, S., Asbali, A.-I., Keeley, M.-L., Bell, J.-F., Durham, M.-J., Eales, M.-H., Beswetherick, S. & Hamblett, C., 2008. Structural styles and prospectivity in the Precambrian and Palaeozoic hydrocarbon systems of North Africa. In: Salem, M.J. (Ed.), *The Geology of East Lybia* (4), 51-122, Gutenberg Press, Malta.
- Crowley, K.D., Cameron, M. & Schaefer, R.L., 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1449-1465.
- Dautria, J.-M., 1988. Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif : exemple des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara central, Algérie). Thèse de doctorat d'état, Université Montpellier, 239p.
- Dautria, J. M., & Lesquer, A., 1989. An example of the relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics*, 163(1-2), 45-61.

- Davaille, A., Stutzmann, E., Silveira, G., Besse, J. & Courtillot, V., 2005. Convective patterns under the Indo-Atlantic "box". *Earth and Planetary Science Letters*, 239,233-252.
- Davidson, L., Beswetherick, S., Craig, J., Eales, M., Fisher, A., Himmali, A., Jho, J., Mejrab, B. & Smart, J., 2000. The structure, stratigraphy and petroleum geology of the Murzuq Basin, southwest Libya.
- Davies, G.F., 1988. Ocean bathymetry and mantle convection: 1. Large-scale flow and hotspots. *Journal of Geophysical Research*, 93,10467-10480.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40,259-274.
- Dodson, M.H., 1986. Closure profiles in cooling systems. In: *Materials Science Forum*, 7, Trans Tech Publications, Aedermannsdorf, Switzerland, 145-153.
- Doucouré, C. M., & de Wit, M. J., 2003. Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 36(4), 371-388.
- Dumitru, T., 1993. A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation, Nuclear Tracks and Radiations Measurements*, 24,4,575-580.
- Duncan, R.A. & Richards, M.A., 1991. Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Rev. Geophys.*, 29,31-50.
- Dupuy, C., Chikhaoui, M. and Dostal, J., 1993. Trace element and isotopic geochemistry of Cenozoic alkali basaltic lavas from the Atakor (Central Sahara). *Geochemical Journal*, 27,131-145.
- Ennih, N; & Liégeois, J.P., 2008. The boudaries of the West African Craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. In: Ennih, N. & Liégeois, J.P. (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*, Geological Society, London, Special Publications, 297, 1-17.
- Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T. & Dotter, L.E., 2005. Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite and Fluorite: Application to laser (U-Th)/He thermochronology. *Journal of Analytical Chemistry*, 60(12), 1159-1165.
- Fabre, J., Ba, H., Black, R., Caby, R., Leblanc, M., Lesquer, A., Andreopoulos-Renaud, R., Ball, E., Bertrand, H., Boullier, A.-M., Chikhaoui, M., Davison, I., Liégeois, J.-P., Ly, S., Moussine-Pouchkine, A. & Wright, L., 1982. La chaîne panafricaine, son avant pays et la zone de suture au Mali. Notice explicative de la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas au 1/500.000e. Direction Nationale de la Géologie et des Mines du Mali, Bamako. 1 vol, 85p.
- Fabre, J., 1988. Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *Journal of African Earth Sciences*, 7(1), 1-40.
- Fabre, J., 2005. *Géologie du Sahara occidental et central*. Tervuren African Geoscience Collection, Vol.108.
- Fairhead, J.-D., 1988. Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean : the role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics*, 155,181-191.
- Farley, K.A., Wolf, R.A. & Silver, L.T., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4223-4229.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research*, 105, 2903-2914.
- Farnetani, C.G. & Richards, M.A., 1994. Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt event. *Journal of Geophysical Research*, 99,13813-13833.

- Farrington, R.J., Stegman, D.R., Moresi, L.N., Sandiford, M. & May, D.A., 2010. Interactions of 3D mantle flow and continental lithosphere near passive margins. *Tectonophysics*, 483, 20-28.
- Faure, H., 1966. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-Paléozoïques du Niger oriental. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 47.
- Feakins, S.J. & Demenocal, P.B., 2010. Global and African regional climate during the Cenozoic, in: Werdelin, L. & Sanders, W.J. (Eds.), *Cenozoic mammals of Africa*, Berkeley, University of California Press, p.45-55.
- Fezaa, N., Liégeois, J.P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O. & Ouabadi, A., 2010. Late Ediacaran geological evolution (575-555 Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research*, 180, 299-327.
- Fitzgerald, P.G. & Gleadow, A.J.W., 1990. New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: examples from the Transantarctic Mountains. *Nuclear Tracks and Radiations Measurements*, 17, 351-357.
- Fitzgerald, P.G., Sorbakh, R.B., Redfield, T.F. & Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20175-20191.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. & Walker, R.M., 1975. *Nuclear tracks in solids: Principles and applications*. University of California Press, Berkeley.
- Flowers, R.M., Shuster, D.L., Wernicke, B.P. & Farley, K.A., 2007. Radiation damage control on apatite (U-Th)/He dates from the Grand Canyon region, Colorado Plateau. *Geology*, 35(5), 447-450.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L. & Farley, K.A., 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 2347-2365.
- Forte, A.M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., Mitrovica, J.X. & Rowley, D.B., 2010. Joint seismic-geodynamic-mineral physical modeling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 329-341.
- Foulger, G.R., 2010. *Plates vs plumes, a geological controversy*. 328 p., Wiley-Blackwell Publishing.
- Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C. & Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic : Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30(3), doi:10.1029/2010TC002961.
- Frizon de Lamotte, D., Tavakoli-Shirazi, S., Leturmy, P., Averbuch, O., Mouchot, N., Raulin, C., Leparmentier, F., Blanpied, C. & Ringenbach, J.-C., 2012. Evidence for Late Devonian vertical movements and extensional deformation in Northern Africa and Arabia. *Tectonics*, doi:10.1029/2012TC003133, in press.
- Fullea, J., Fernandez, M., Zeyen, H. & Vergès, J., 2007. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics*, 430, 97-117.
- Fullea, J., Afonso, J.C., Connolly, M., Fernández, M., García-Castellanos, D. & Zeyen, H., 2009. LitMod3D: An interactive 3-D software to model the thermal, compositional, density, seismological, and rheological structure of the lithosphere and sublithospheric upper mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10.
- Galbraith, R.F., 1988. Graphical display of estimates having differing standard errors. *Technometrics*, 30, 488-491.

- Galbraith, R.F., 1990. The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks Radiations Measurements*, 17(3), 207-214.
- Galbraith, R.F. & Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks Radiations Measurements*, 21, 459-470.
- Gallagher, K., Brown, R. & Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its application to geological problems. *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences*, 26, 519-572.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Gallardo-Delgado, L.A., Pérez-Flores, M.A. & Gomez-Treviño, E., 2003. A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data. *Geophysics*, 68(3), 949-959.
- Galmiche, P., 2012. Géométrie de la « discordance Hercynienne » et déformations ultérieures au Sahara occidental (Algérie). Mémoire de Master 2, Unité de recherche TOTAL, équipe Exploration et Production.
- Gangopadhyay, A., Pulliam, J. & Sen, M.-K., 2007. Waveform modeling of teleseismic S, Sp, SsPmP, and shear-coupled PL waves for crust- and upper-mantle velocity structure beneath Africa. *Geophysical Journal International*, 170, 1210-1226.
- Garfunkel, Z., 1992. A 140-Ma-long record of a hot spot beneath the African-Arabian continent, and its bearing on Africa's absolute motion. *Israel Journal of Earth Sciences*, 40, 135-150.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J. & Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. *Chemical Geology*, 266, 157-170.
- Gautheron, C. & Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chemical Geology*, 273, 212-224.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A. & Dobson, K.J., 2012. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation and abrasion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, in press.
- Genik, G.-J., 1993. Petroleum geology of Cretaceous-Tertiary rift basins in Niger, Chad and Central African Republic. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1405-1434.
- Gerbeaud, O., 2006. Evolution structurale du bassin de Tim Mersoï : le rôle des déformations de la couverture sédimentaire sur la mise en place des gisements uranifères du secteur d'Arlit (Niger). Thèse de doctorat, Université Paris Sud XI.
- Gleadow, A.J.W. & Duddy, I.R., 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks*, 5(1-2), 169-174.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F. & Lovering, J.F., 1986. Confined fission-track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 405-415.
- Girod, M., 1971. Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara Algérien). Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Paris.
- Glover, R.-T., 1999. Aspects of intraplate deformation in Saharan Cratonic Basins. Thesis of the University of Wales, Aberystwyth.
- Grand, S.P., van der Hilst, S. & Widiyantoro, S., 1997. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the earth. *GSA Today*, 4, 1-7.

- Grand, S.P., 2002. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs. *Philosophical Transactions – Royal Society. Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 360, 2475-2491.
- Green, P.F. & Durrani, S.A., 1977. Annealing studies of tracks in crystals. *Nuclear Track Detection*, 1(1), 33-39.
- Green, P.F., 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nuclear Tracks*, 5(1-2), 77-86.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Laslett, G.M., Hegarty, K.A., Gleadow, A.J.W. & Lovering, J.F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 4: Quantitative modeling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology*, 79, 155-182.
- Green, P.F., Duddy, I.R. & Hegarty, K.A., 2005. Comment on “Compositionnal and structural control of fission track annealing in apatite” by Barbarand et al., 2003. *Chemical Geology*, 214, 351-358.
- Green, P.F., Crowhurst, P.V., Duddy, I.R., Japsen, P. & Holford, S.P., 2006. Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behavior. *Earth and Planetary Science Letters*, 250, 407-427.
- Griffith, R.W. & Campbell, I.H., 1991. Interaction of mantle plum heads with the Earth's surface and onset of small-scale convection. *Journal of Geophysical Research*, 96, 18295-18310.
- Guiraud, R., Issawi, B. & Bellion, Y., 1985. Les linéaments guinéo-nubiens : un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 300, 17-20.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J. & Delplanque, A., 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central African: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 83-143.
- Guiraud, R. & Maurin, J.-C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa : an overview. *Tectonophysics*, 213, 153-168.
- Haddoum, H., Guiraud, R. & Moussine-Pouchkine, A., 2002. Hercynian compressional deformations for the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform : far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova*, 13(3), 220-226.
- Hansen, K. & Reiners, P.W., 2006. Low temperature thermochronology of the southern East Greenland continental margin : Evidence from apatite (U-Th)/He and fission track analysis and implications for intermethod calibration. *Lithos*, 92, 117-136.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42, 71-108.
- Harris, R.N. & McNutt, M.K., 2007. Heat flow on hot spot swells: evidence for fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, 112, B03407.
- Hazler, S. E., Sheehan, A. F., McNamara, D. E., & Walter, W.R., 2001. One-dimensional shear velocity structure of Northern Africa from Rayleigh wave group velocity dispersion. *Pure and Applied Geophysics*, 158(8), 1475-1493.
- He, B., Xu, Y.G., Chung, S.L., Xiao, L. & Wang, Y., 2003. Sedimentary evidence for a rapid kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 391-405.
- Hendricks, B.W.H. & Redfield, T.F., 2005. Apatite fission track and (U-Th)/He data from Fennoscandia: An example of underestimation of fission track annealing in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 443-458.

- Hourigan, J.K., Reiners, P.W. & Brandon, M.T., 2005. U-Th zonations-dependant alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(13), 3349-3365.
- House, M.A., Wernicke, B.P. & Farley, K.A., 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature*, 396, 66-69.
- Hurford, A.J. & Green, P.F., 1982. A user's guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 343-354.
- Hurford, A.J. & Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 41, 285-317.
- Hurford, A.J., 1990. Standardisation of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Groupe of the I.U.G.S Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology*, 80, 171-178.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A. & Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84, 1235-1255.
- Ketcham, R.A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 58, 275-314.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J. & Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92(5-6), 799-810.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Balestrieri, M.L. & Zattin, M., 2009. Reproducibility of apatite fission-track length data and thermal history reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 504-515.
- Ketcham, R., Gautheron, C. & Tassan-Got, L., 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in – U-Th-Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 7779-7791.
- Khaldi, A., Nacer, J., Badani, A., Van der Beek, P., Labrin, E., Chahdane, R., & Bentchakal, M., 2006. Age trace de fission Crétacé inférieur du plissement à grand rayon de courbure du Hoggar (Sahara central, Algérie). Abstracts book of the 4th International Geological Correlation Program IGCP-485 (Algiers, December 2006) (p. 15).
- Kilian, C., 1930. Du Crétacé du versant Nord du Massif Central Saharien. *Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France*, 12, 125.
- King, S.D. & Anderson, D.L., 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 269-279.
- King, S. D., & Anderson, D. L., 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 289-296.
- Klitgord, K.-D. & Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the Central Atlantic. In: Tuchoulke, B.-E. & Vogt, P.-P. (Eds.), *The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America Bulletin, 351-378.
- Kraml, M., Pik, R., Rahn, M., Selbekk, R., Carignan, J. & Keller, J., 2007. A new multi-mineral age reference material for ^{40}Ar - ^{39}Ar , (U-Th)/He and Fission Track dating methods: the Limberg t3 tuff. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 30, 73-86.
- Lachenbruch, A., & Morgan, P., 1990. Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, 174(1-2), 39-62.
- Lambeck, K., 1983. The role of compressive forces in intracratonic basin formation and mid-plate orogenies. *Geophysical Research Letters*, 10(9), 845-848.

- Lang, J., Kogbe, C., Alidou, S., Alzouma, K., Dubois, D., Houessou, A. & Trichet, J., 1986. Le sidérolithique du Tertiaire Ouest-Africain et le concept de Continental Terminal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 605-622.
- Laslett, G.M., Gleadow, A.J.W. & Duddy, I.R., 1984. The relationship between fission track length and density in apatite. *Nuclear Tracks*, 9, 29-38.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. & Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology*, 65, 1-13.
- Laslett, G.M. and Galbraith, R.F., 1996. Statistical modeling of thermal annealing of fission tracks in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(24), 5117-5131.
- Lefranc, J., & Guiraud, R., 1990. The continental intercalaire of northwestern Sahara and its equivalents in the neighbouring regions. *Journal of African Earth Sciences*, 10(1-2), 27-77.
- Lesquer, A., Bourmatte, A., & Dautria, J. M., 1988. Deep structure of the Hoggar domal uplift (central sahara, south algeria) from gravity, thermal and petrological data. *Tectonophysics*, 152(1-2), 71-87.
- Lesquer, A., Bourmatte, A., Ly, S., & Dautria, J. M., (1989). First heat flow determination from the central Sahara: relationship with the Pan-African belt and Hoggar domal uplift. *Journal of African Earth Sciences*, 9(1), 41-48.
- Liégeois, J.-P., Bertrand, J.-M., Black, R., Caby, R. & Fabre, J., 1983. Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African Craton. *Nature*, 305, p42.
- Liégeois, J.-P. & Black, R., 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali), in : Fitton, J.-G. & Upton, B.J.G. (Eds.), *Alkaline igneous rocks*, Geological Society of London Special Publication, 30, 381-401.
- Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J. & Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg Shield, Niger). *Precambrian Research*, 67, 59-88.
- Liégeois, J.-P., Latouche, L., Boughara, M., Navez, J. & Guiraud, M., 2003. The LATEA métacraton (central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): Behavior of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 191-190.
- Liégeois, J.-P, Benhallou, A, Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., & Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism : Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C, Anderson, D.L. (Eds.), *Plates Plumes and Paradigms*, Geological Society of America Special Paper, vol. 388, pp.379-400.
- Liégeois, J.-P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N. & Ouabadi, N., 2012. Metacraton : Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research*, in press.
- Liu, K. H., & Gao, S. S., 2010. Spatial variations of crustal characteristics beneath the Hoggar swell, Algeria, revealed by systematic analyses of receiver functions from a single seismic station. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(8), 1-14.
- Lippolt, H.J., Leitz, M., Wernicke, R.S. & Hagedorn, B., 1994. (Uranium + Thorium)/helium dating of apatite: experience with samples from different geochemical environments. *Chemical Geology*, 112, 171-191.
- Lorenz, J., 1980. Late Jurassic-Early Cretaceous sedimentation and tectonics of the Murzuq Basin, Southwestern Libya, in : Salem, M.J. & Busrewil, M.T. (Eds.), *The Geology of Libya I*, London Academic Press, 383-392.

- Logan, P. & Duddy, I., 1998. An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane basins, central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation. In: MacGregor, D.S., Moody, R.T. & Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*, Geological Society of London Special Publication, 132, 131-155.
- Lüning, S., Kolonic, S., Belhadj, E.M., Cota, L., Barié, G. & Wagner, T., 2004. Integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. *Earth Sciences Reviews*, 64, 51-117.
- Makhous, M. & Galushkin, Y.I., 2003. Burial history and thermal evolution of the southern and western Saharan basins: synthesis and comparison with the eastern and northern Saharan basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87(11), 1799-1822.
- Maza, M., 1998. Transition entre magmatismes tholéitique et alcalin et contexte intra-continentale : exemple du point chaud du Hoggar. Les complexes annulaires du Sud Amador et le district volcanique de Sérourout (Hoggar central). Thèse de l'Université de Montpellier II, 216p.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C. & Farley, K.A., 2005. A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission track dating standard. *Chemical Geology*, 214, 249-263.
- McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and tectonics during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316, 287-296.
- McHone, J.G., Anderson, D.L., Beutel, E.K. & Fialko, Y.A., 2005. Giant dikes, rifts, flood basalts, and plate tectonics: A contention of mantle models. In: *Plates, Plumes, and Paradigms*, Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C. & Anderson, D.L. (Eds.), Geological Society of America, Boulder CO, 401-420.
- Mechouki, Z., 2011. Structure crustale et lithosphérique de la marge Sud de la méditerranée orientale. Mémoire de Master 2, Université Paris Sud XI.
- Merlet, J., 1962. Note relative aux phases sismiques observées entre 100 et 200 km dans le massif du Hoggar. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 3441-3443.
- Meyer, A.J., 1990. Les traces de fission dans l'apatite : Etude expérimentale et application à l'histoire thermique de bassins sédimentaires. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Milesi, J. P., Frizon de Lamotte, D., de Kock, G., & Toteu, F., 2010. *Tectonic Map of Africa at 1:10M scale*. CGMW éditions.
- Miller, D.S., Eby, N., McCorkell, R., Rosenberg, P.E. & Suzuki, M., 1990. Results of interlaboratory comparison of fission track ages for the 1988 fission track workshop. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17(3), 237-245.
- Miller, D.S., Crowley, K.D., Dokka, R.K., Galbraith, R.F., Kowallis, B.J. & Naeser, C.W., 1993. Results of interlaboratory comparison of fission-track ages for the 1992 fission track workshop. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 21(4), 613.
- Missenard, Y., 2006. Le relief des Atlas marocains : contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques. Thèse de doctorat de l'Université Cergy Pontoise, Cergy Pontoise, 237p.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, Dominique, Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., & Saddiqi, O., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 111(B3), 1-13.
- Missenard, Y. & Cadoux, A., 2012. Can Moroccan Atlas lithospheric thinning and volcanism be induced by Edge-Driven Convection?. *Terra Nova*, 24, 27-33.

- Morgan, W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230,42-43.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94, 123-139.
- Morgan, W.J. & Phipps Morgan, W., 2007. Plate velocities in the hotspot reference frame. In: *Plates, Plumes and Planetary Processes*, Foulger, G.R. & Jurdy, D.M. (Eds.), Geological Society of America, Boulder, CO, 67-78.
- Moucha, R. & Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. *Nature Geoscience*.
- Moulin, M., Aslanian, D. & Unterhehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, 98, 1-37.
- Müller, R.D., Royer, J.Y. & Lawver, L.A., 1993. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 21, 275-278.
- Naeser, C.W., 1967. The use of apatite and sphene for fission track age determinations. *Bulletin of Geological Society of America*, 78, 1523-1526.
- O'Connor, J.M., Stoffers, P., van der Boggard, P. & McWilliams, M., 1999. First seamount age evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma. *Earth and Planetary Science Letters*, 171,575-589.
- Pasyanos, M. E., & Walter, William R., 2002. Crust and upper-mantle structure of North Africa , Europe and the Middle East from inversion of surface waves. *Geophysical Journal International* 149, 463-481.
- Pavlis, N. K., Homes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K., 2008. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. General Assembly of the European Geosciences Union Abstract.
- Pik, R., Marty, B. & Hilton, D.R., 2006. How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view. *Chemical Geology*, 226, 100-114.
- Perret, R., 1938. Les « côtes » du Sahara Français, in : *Annales de Géographie*, 47,270, 602-616.
- Peucat, J.J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E. & Vidal, P., 2003. U-Pb zircon (TIMS and SIMS) and SM-Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumelalen granulitic basement, Hoggar massif, Tuareg Shield, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 229-239.
- Philippe, M., Cuny, G., Bamford, M., Jaillard, E., Barale, G., Gomez, B., Ouaja, M., Thévenard, F., Thiébaud, M. & Von Sengbusch, P., 2003. *Metapodocarpoxylon libanoticum* (Edwards) Dupéron-Laudoueneix et Pons and Late Jurassic – Early Cretaceous continental biogeography. *Journal of Biogeography*, 30, 389-400.
- Price, P.B. & Walker, R.M., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68, 4847-4862.
- Priestley, K., McKenzie, D., Debayle, E. & Pilidou, S., 2008. The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology. *Geophysical Journal International*, 175, 1108-1126.
- Reiners, P.W., Brady, R., Farley, K.A., Fryxell, J.E., Wernicke, B. & Lux, D., 2000. Helium and argon thermochronometry of the Gold Butte block, south Virgin Mountains, Nevada. *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 315-326.
- Reusch, A.M., Nyblade, A.A., Wiens, D.A., Shore, P.J., Ateba, B., Tabod, C.T. & Nnange, J.M., 2010. Upper mantle structure beneath Cameroon from body wave tomography and the origin of the Cameroon Volcanic Line. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11.

- Ritzwoller, M.H., Shapire, N.M., Barmin, M.P. & Levshin, A.L., 2002. Global surface wave diffraction tomography. *Journal of Geophysical Research*, 107.
- Robert, R., 2012. Origine du volcanisme péro-cratonique: exemple du craton Ouest-Africain. Rapport de Travail Encadré de Recherche (Master 1), Laboratoire IDES, Université Paris Sud.
- Roberts, G.G. & White, N., 2010. Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples. *Journal of Geophysical Research*, 115(B2), doi :10.1029/2009JB006692.
- Rognon, P., 1967. Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara Central). Etude géomorphologique. Thèse d'état. Editions du CNRS, 559p.
- Rognon, P., Gourinard, Y., Bandet, Y., Koeniguer, J.C. & Delteil-Desneux, F., 1983. Précisions chronologiques sur l'évolution volcano-tectonique et géomorphologique de l'Atakor (Hoggar) : apports des données radiométriques (K/Ar) et paléobotaniques (bois fossiles). *Bulletin de la Société Géologique de France*, XXV, 6, 973-980.
- Rutherford, E., 1905. Present problems in radioactivity. *Popular Science*, 1-34.
- Rutherford, E., 1906. Radioactive transformations. C. Scribner's Sons. 287p.
- Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Vernon, F., Mellors, R., & Al-Amri, A., 1998. Lithospheric seismic velocity discontinuities beneath the Arabian Shield. *Geophysical Research Letters*, 25(15), 2873-2876.
- Sandwell, D. T., & Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research* 102, pp.10039-10054.
- Sandwell, D. T., & Smith, W.H.F., 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate. *Journal of Geophysical Research*, 114(B1), 1-18.
- Sauvage, J.F. & Savard, R., 1985. Les complexes alcalins sous-saturés à carbonatites de la région d'In Imanal (Sahara Malien) : une présentation. *Journal of African Earth Sciences*, 3, 143-149.
- Shapiro, N.M. & Ritzwoller, M.H., 2002. Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle. *Geophysical Journal International*, 151, 88-105.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., Sisterson, J.M. & Burnett, D.S., 2003. Quantifying the diffusion kinetics and spatial distributions of radiogenic ^4He in minerals containing proton-induced ^3He . *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 19-32.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M. & Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 249, 148-161.
- Shuster, D.L. & Farley, K.A., 2009. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 183-196.
- Silk, E.C.H. & Barnes, R.S., 1959. Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Philos. Mag.*, 4, 970-972.
- Sleep, N.H., 1990. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *Journal of Geophysical Research*, 101, 28065-28083.
- Stein, C.A. & Stein S., 2006. Why is heat flow not high at hotspots ? www.mantleplumes.org/heatflow.html
- Stockli, D.F., Farley, K.A. & Dumitru, T.R., 2000. Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology*, 28(11), 983-986.

- Strutt, R.J., 1908. Helium and Radio-activity in rare and common minerals. *Proc. R. Soc. London A*, 80, 572-594.
- Till, C. B., Elkins-Tanton, L. T., & Fischer, K. M., 2010. A mechanism for low-extent melts at the lithosphere-aesthenosphere boundary. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11(10), 1-22.
- Torsvik, T.H., Müller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B. & Gaina, C., 2008. Global plate motion frames: Toward a unified model. *Rev. Geophys.*, RG3004.
- Trompette, R., 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 330, 305-315.
- Underdown, R., Redfern, J. & Lisker, F., 2007. Constraining the burial history of the Ghadames Basin, North Africa: an integrated analysis using sonic velocities, vitrinite reflectance and apatite fission track ages. *Basin Research*, 19, 557-578.
- Valsardieu, C., 1971. Etude géologique et paléogéographique du bassin de Tim Mersoï. Thèse de l'Université de Nice, 518p.
- Vermeesch, P., 2009. RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots, *Radiation Measurements*, 44,4,409-410.
- Wagani, I, 2007. Potentialités uranifères des sources volcaniques envisageables pour la formation des minéralisations de la région d'Arlit (Niger). Thèse de doctorat, Université Paris Sud XI, 91405 Orsay.
- Wagner, G.A. & Reimer, G.M., 1972. Fission-track tectonics : the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 263-268.
- Warnock, A.C., Zeitler, P.K., Wolf, R.A. & Bergman, S.C., 1997. An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(24), 5371-5377.
- White, S. M., Crisp, J. a, & Spera, F. J., 2006. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(3), doi:10.1029/2005GC001002.
- Wilson, J.T., 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41,863-870.
- Wolf, R.A., Farley, K.A. & Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, 148,105-114.
- Wyllie, P.J., 1988. Solidus curve, mantle plumes and magma generation beneath Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 93,4171-4181.
- Young, D.A., 1958. Etching of radiation damage in lithium fluoride. *Nature*, 182, 375-377.
- Zazoun, R.S., 2001. La tectogénèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnnet et la region de Bled El-Mass, Sahara Algérien: un continuum de deformation. *Journal of African Earth Sciences*, 32, 4, 869-887.
- Zeyen, H., & Fernández, M., 1994. Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis : Application to the NE Spanish Geotransect. *Journal of Geophysical Research*, 99, 18089-18102.

ANNEXES

1. Séparation des apatites

Les échantillons subissent un protocole de séparation des minéraux, afin de concentrer les cristaux d'apatite, qui sont des minéraux accessoires dans les roches, dans un résidu de minéraux lourds.

Les échantillons sont premièrement divisés en morceaux de taille réduite (>5 cm) à l'aide d'une masse. Ces fragments de roche sont ensuite introduits dans un broyeur à mâchoires (Figure A.1) afin d'être réduits en poudre. Le réglage manuel de l'écartement des mâchoires permet, de visu, de broyer proche d'une granulométrie voulue.

Les résidus de broyage sont ensuite tamisés, afin d'en sélectionner la fraction fine (>200 μm). La poudre ainsi sélectionnée est ensuite nettoyée à l'eau claire, afin d'en retirer par flottaison les éléments argileux.

Une fois la poudre nettoyée, elle subit une séparation par liqueurs denses, sous hotte aspirante (Figure A.2). La poudre est introduite dans une ampoule en verre contenant du bromoforme (tétrabromoéthane, CHBr_3), de densité connue (2,82-2,88). L'ensemble est mélangé à l'aide d'une baguette, et après quelques instants, les éléments plus denses que la liqueur (donc les apatites, dont la densité est comprise entre 3.10 et 3.30 suivant leur chimie) décantent au fond de l'ampoule. Cette fraction, dite « lourde » est déposée dans un filtre, où elle est nettoyée à l'éthanol afin d'en retirer toutes traces de bromoforme. La fraction plus légère qui flotte au dessus de la liqueur dense est également récupérée par le même procédé. Enfin, le bromoforme est récupéré pour d'autres séparations, tandis que les résidus de nettoyages (liqueur + éthanol) sont conservés afin de pouvoir postérieurement en récupérer le bromoforme, par migration de l'éthanol dans de l'eau.

Après séchage, la fraction lourde subit une dernière étape de sélection magnétique, à l'aide d'un séparateur magnétique Frantz Isodynamic L-1 (Figure A.3). Le processus consiste en un passage lent de la poudre entre deux électro-aimants (réglages d'ampérage de 0.8 – 2 A) à l'aide d'une rigole métallique vibrante penchée. Cette rigole se divise en deux en son centre, une voie étant plus haute que l'autre (réglage de pente de $\sim 15^\circ$ entre les deux). Les minéraux paramagnétiques vont alors être propulsés vers la voie supérieure, tandis que les minéraux insensibles à l'aimantation, dont les apatites, vont rester dans la voie la plus basse par gravité. Chaque voie menant à un récipient propre, il est ainsi possible de récupérer les deux poudres.



Figure A.1 - Broyeur à mâchoires

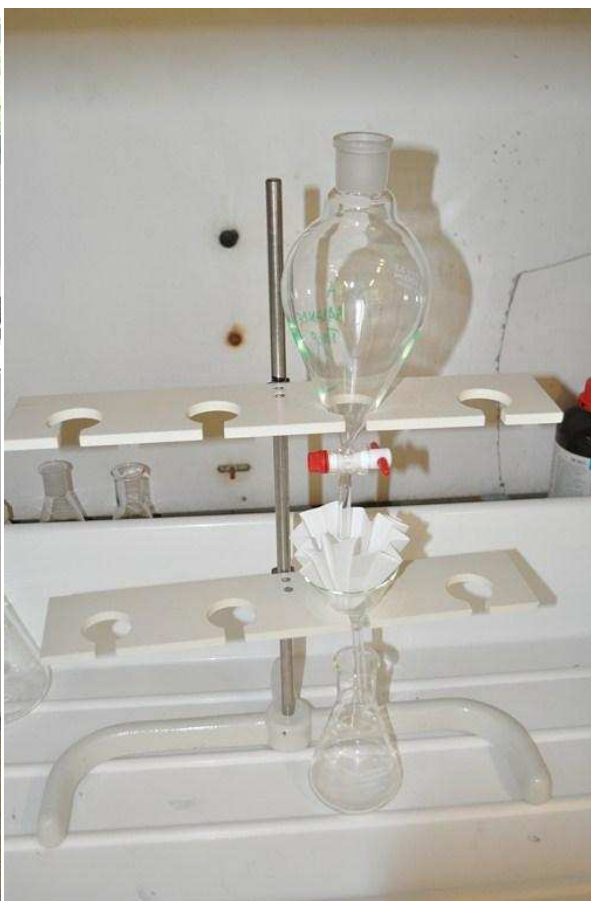


Figure A.2 – Ampoule de séparation par densité

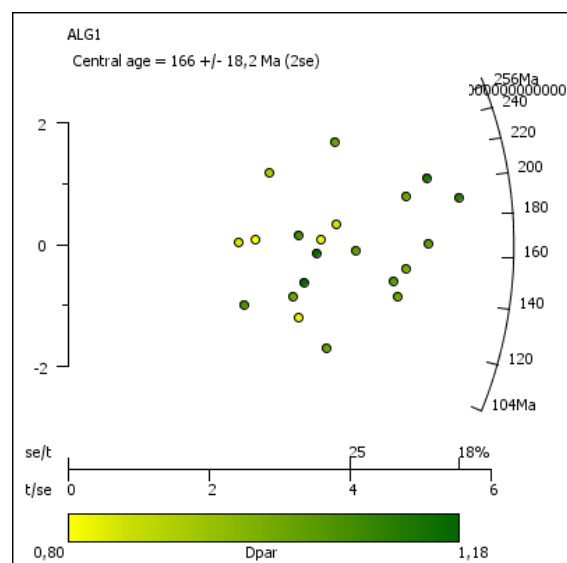


Figure A.3 - Séparateur magnétique Frantz Isodynamic L-1

2. Données traces de fission sur apatite

ALG 1 (OR02)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	52	41	36	1,44	1,14	20,4	153,0	32,2	1,01
2	39	29	100	0,39	0,29	5,2	162,1	39,9	1,05
3	12	13	20	0,60	0,65	11,6	111,7	44,8	1,08
4	17	12	30	0,57	0,40	7,2	170,6	64,5	0,80
5	45	21	16	2,81	1,31	23,5	256,4	68,0	1,03
6	79	50	100	0,79	0,50	8,9	190,0	34,7	1,12
7	29	22	20	1,45	1,10	19,7	158,9	45,1	1,17
8	21	20	40	0,53	0,50	8,9	126,9	39,8	1,02
9	25	12	15	1,67	0,80	14,3	249,4	87,8	0,92
10	24	21	30	0,80	0,70	12,5	138,0	41,4	1,18
11	60	37	25	2,40	1,48	26,5	194,9	41,0	1,02
12	62	45	90	0,69	0,50	8,9	166,0	32,8	1,04
13	31	22	15	2,07	1,47	26,3	169,7	47,5	0,84
14	47	41	28	1,68	1,46	26,2	138,4	29,8	1,02
15	36	24	20	1,80	1,20	21,5	180,5	47,8	0,87
16	25	29	35	0,71	0,83	14,8	104,4	28,6	1,03
17	47	39	60	0,78	0,65	11,6	145,4	31,7	1,05
18	21	22	25	0,84	0,88	15,8	115,5	35,3	0,83
19	26	18	48	0,54	0,38	6,7	173,9	53,5	1,09
20	70	41	30	2,33	1,37	24,5	205,1	40,6	1,15
21	14	10	30	0,47	0,33	6,0	168,6	69,9	0,86
Σ	782	569	813	0.962	0.700	12.5			

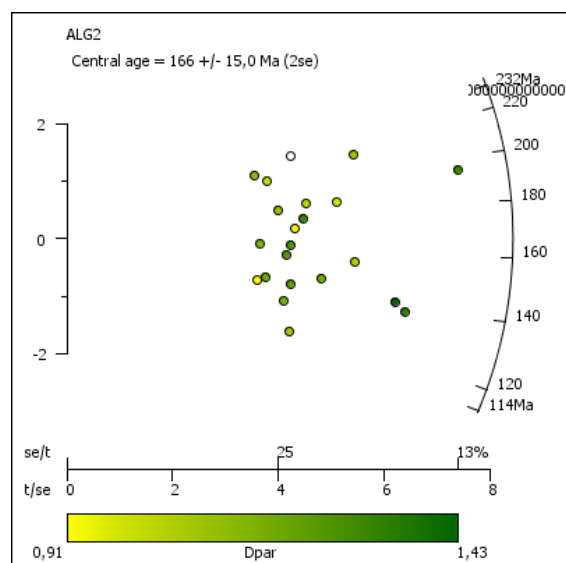


Averaged Dpar	1.0 ± 0.1	
Pooled Age	166 ± 10	
Mean Crystal Age	166 ± 40	
Central Age - dispersion	166 ± 10	0.13
Chi² - degrés de liberté	14.7	20
P(Chi²)	79.27	

L'âge AFT sur l'échantillon ALG1 est basé sur 21 grains. Le Dpar moyen est plutôt faible (1.0 ± 0.1), tandis que les teneurs en U sont plus élevées que les autres échantillons. Les tests statistiques du Chi² et le diagramme radial montrent que ces résultats ne sont pas dispersés. Les analyses AHe ainsi que le comptage des longueurs de traces confinées n'ont pas été possibles sur cet échantillon.

ALG 2 (OR02)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	85	71	70	1,2	1,0	18,8	139,8	22,7	1,43
2	35	32	30	1,2	1,1	19,7	127,9	31,4	1,19
3	89	76	28	3,2	2,7	50,2	136,8	21,6	1,35
4	43	31	40	1,1	0,8	14,3	161,7	38,3	1,28
5	32	23	28	1,1	0,8	15,2	162,2	44,5	1,18
6	146	87	100	1,5	0,9	16,1	195,2	26,9	1,32
7	46	31	24	1,9	1,3	23,9	172,9	40,4	0,95
8	54	33	50	1,1	0,7	12,2	190,4	42,3	1,05
9	39	33	32	1,2	1,0	19,1	138,1	32,8	1,24
10	69	52	32	2,2	1,6	30,1	154,8	28,7	1,07
11	54	27	24	2,3	1,1	20,8	231,9	55,0	1,00
12	31	26	35	0,9	0,7	13,7	139,3	37,2	1,21
13	35	36	28	1,3	1,3	23,8	113,8	27,2	1,10
14	41	22	24	1,7	0,9	17,0	216,4	57,4	1,03
15	52	42	42	1,2	1,0	18,5	144,6	30,2	1,20
16	68	42	42	1,6	1,0	18,5	188,4	37,3	0,99
17	28	24	24	1,2	1,0	18,5	136,3	38,1	0,91
18	84	45	50	1,7	0,9	16,7	216,7	40,4	1,11
19	37	19	28	1,3	0,7	12,6	225,9	64,0	1,14
20	40	30	30	1,3	1,0	18,5	155,6	37,8	1,27
21	51	33	30	1,7	1,1	20,4	180,0	40,4	1,33
22	42	26	30	1,4	0,9	16,0	188,0	47,1	1,13
Σ	1201	841	821	1.463	1.024	19			

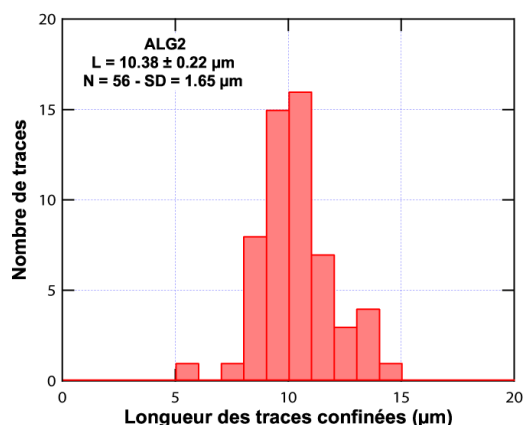


Averaged Dpar	1.2 ± 0.1	
Pooled Age	166 ± 9	
Mean Crystal Age	169 ± 34	
Central Age - dispersion	166 ± 9	1.82 %
Chi² - degrés de liberté	18.1	21
P(Chi²)	64.4 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _r	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
ALG2-1	2546	42.9	2.3	0.70	81.7	17.5	44.3	2.5	28.2	24.1	34.5 ± 3.2
ALG2-B	2039	60.0	4.8	0.83	131.8	32.5	21.8	0.7	37.8	28.9	34.9 ± 2.4
ALG2-C	2041	46.8	3.7	0.72	61.0	11.7	31.6	2.7	19.3	26.3	36.4 ± 2.8
ALG2-D	2043	50.2	4.6	0.78	136.4	23.0	28.4	1.2	29.8	38.0	48.9 ± 3.4
ALG2-2	4937	28.8	0.62	0.574		42.5	122.5	2.9	71.9	17.5	30.5 ± 2.4
ALG2-3	4939	37.1	1.62	0.678		17.8	65.1	3.6	33.5	22	32.4 ± 2.6
ALG2-4	4941	34.7	1.03	0.648		27	48.4	1.8	38.6	33.2	51.3 ± 4.1
ALG2-5	4945	49.1	2.03	0.714		25.7	85.4	3.3	46.2	28.9	40.5 ± 3.2
ALG2-6	4947	41.1	1.66	0.7		24.3	71.9	3	41.5	32.3	46.2 ± 3.7
ALG2-8	4951	36.6	1.49	0.678		21.5	84.4	3.9	41.7	38.1	56.3 ± 4.5

* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

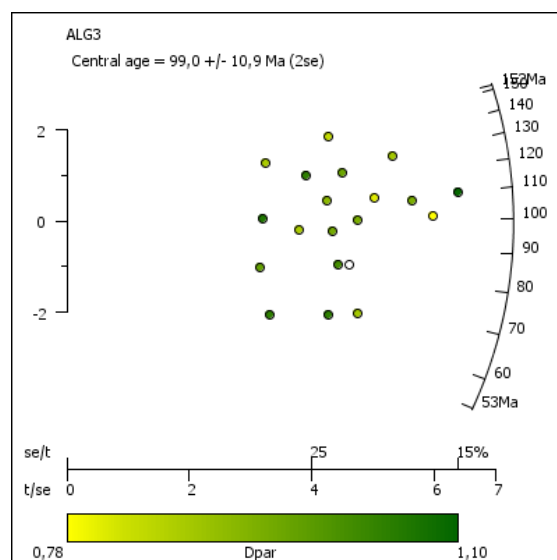
† Age exclus car trop vieux (voir texte).



L'âge AFT sur l'échantillon ALG2 est basé sur 22 grains. Le Dpar moyen est plutôt faible (1.2 ± 0.1). Les tests statistiques du Chi² montrent que ces résultats ne sont pas dispersés. La valeur moyenne en U est légèrement plus faible que celle des analyses AHe (moyenne de 24.35 ppm). 56 longueurs de traces confinées ont été mesurées, présentant une longueur moyenne plutôt faible ($10.38 \pm 0.22 \mu\text{m}$).

ALG 3 (OR02)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	19	22	20	0,95	1,10	20,5	100,70	31,63	1,07
2	42	39	40	1,05	0,98	18,1	125,32	28,04	0,97
3	26	32	30	0,87	1,07	19,8	94,78	25,13	0,89
4	79	84	40	1,98	2,10	39,0	109,58	17,38	1,10
5	16	35	20	0,80	1,75	32,5	53,50	16,20	1,05
6	36	52	25	1,44	2,08	38,7	80,84	17,64	1,00
7	67	77	50	1,34	1,54	28,6	101,45	17,13	0,78
8	35	63	30	1,17	2,10	39,0	64,96	13,79	0,90
9	49	52	50	0,98	1,04	19,3	109,79	22,02	0,82
10	33	48	28	1,18	1,71	31,9	80,29	18,26	1,02
11	60	54	50	1,20	1,08	20,1	129,26	24,45	0,90
12	61	66	40	1,53	1,65	30,7	107,70	19,31	0,95
13	34	42	42	0,81	1,00	18,6	94,43	21,91	0,96
14	28	53	40	0,70	1,33	24,6	61,78	14,51	1,05
15	16	26	20	0,80	1,30	24,2	71,91	22,92	0,98
16	35	37	36	0,97	1,03	19,1	110,21	26,13	0,93
17	42	32	50	0,84	0,64	11,9	152,42	35,96	0,86
18	42	49	40	1,05	1,23	22,8	99,94	21,16	0,95
19	24	19	27	0,89	0,70	13,1	146,75	45,21	0,89
20	32	29	24	1,33	1,21	22,5	128,38	33,06	1,05
Σ	776	911	702	1.105	1.298	24.1			



Averaged Dpar	1.0 ± 0.1	
Pooled Age	99 ± 5	
Mean Crystal Age	101 ± 27	
Central Age - dispersion	99 ± 6	10.59 %
Chi² - degrés de liberté	26.1	19
P(Chi²)	12.6 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _r	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
ALG3-1	2548	56.0	6.4	0.77	134.6	17.0	29.8	1.8	24.2	46.3	60.4 ± 4.2
ALG3-2	2550	49.5	8.3	0.75	206.4	34.5	55.0	1.6	47.7	35.9	48.2 ± 3.4
ALG3-3	2594	44.8	4.1	0.72	187.2	36.2	67.5	1.9	52.4	28.3	39.4 ± 3.1
ALG3-B	2025	47.0	3.8	0.76	108.0	25.8	37.8	1.5	34.8	25.7	33.9 ± 2.4
ALG3-E	2035	44.0	2.0	0.72	333.6	55.3	97.5	1.8	78.7	35.2	49.0 ± 3.8
ALG3-5	4955	43.2	1.77	0.677		26.8	45.5	1.7	37.7	25.8	38.2 ± 3.1
ALG3-6	4957	36.5	1.13	0.624		52.5	81.4	1.6	72	21.8	34.9 ± 2.8
ALG3-7	4962	44	2.4	0.709		30.9	52.9	1.7	43.6	25.4	35.9 ± 2.9

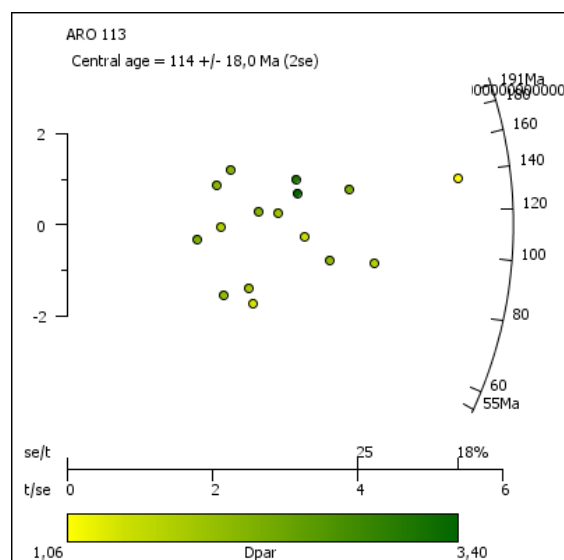
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

† Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'échantillon ALG3 a fourni 20 grains pour la datation. Le Dpar moyen est plutôt faible (1.0 ± 0.1). Les densités de traces spontanées et induites sont relativement élevées. Les tests statistiques et le diagramme radial montrent que ces résultats ne sont pas dispersés. La teneur moyenne en U est inférieure à celles mesurée lors des analyses AHe (moyenne de 34.8 ppm). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

ARO 113 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	24	29	70	0,343	0,414	7,5	91,23	25,49	2,12
3	21	22	40	0,525	0,550	9,9	105,11	32,40	1,57
4	7	14	35	0,200	0,400	7,2	55,27	25,70	2,10
5	10	17	40	0,250	0,425	7,7	64,98	26,05	1,90
6	10	19	35	0,286	0,543	9,8	58,17	22,87	1,47
7	65	52	40	1,625	1,300	23,5	137,30	26,24	1,06
8	34	27	25	1,360	1,080	19,5	138,31	36,16	2,29
9	14	8	12	1,167	0,667	12,0	191,41	85,25	2,24
10	11	7	24	0,458	0,292	5,3	172,14	83,57	2,18
11	18	16	50	0,360	0,320	5,8	123,70	42,85	1,98
12	33	39	42	0,786	0,929	16,8	93,26	22,43	1,79
13	23	18	35	0,657	0,514	9,3	140,32	44,58	3,40
14	24	17	40	0,600	0,425	7,7	154,86	49,56	3,15
15	9	9	45	0,200	0,200	3,6	110,07	52,11	1,79
16	15	13	70	0,214	0,186	3,4	126,84	48,39	2,22
17	6	7	42	0,143	0,167	3,0	94,46	52,72	2,31
Σ	324	314	645	0.502	0.487	8.8			



Averaged Dpar	2.1 ± 0.6	
Pooled Age	114 ± 10	
Mean Crystal Age	116 ± 40	
Central Age - dispersion	114 ± 10	1.85 %
Chi² - degrés de liberté	14.7	15
P(Chi²)	47.3 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _T	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
ARO113-1	3837	42.0	3.0	0.67	639.1	12.4	135.8	10.9	36.3	118.7	178.4 ± 21.8 [†]
ARO113-2	3841	31.4	1.2	0.59	467.8	143.9	1556.7	10.8	397.0	7.6	12.9 ± 2.6
ARO113-3	3843	42.9	1.6	0.73	47.2	15.1	47.8	3.2	18.2	14.8	20.4 ± 1.5
ARO113-4	3845	23.3	0.4	0.47	551.1	44.7	118.6	2.7	52.2	62.7	132.3 ± 47.1 [†]

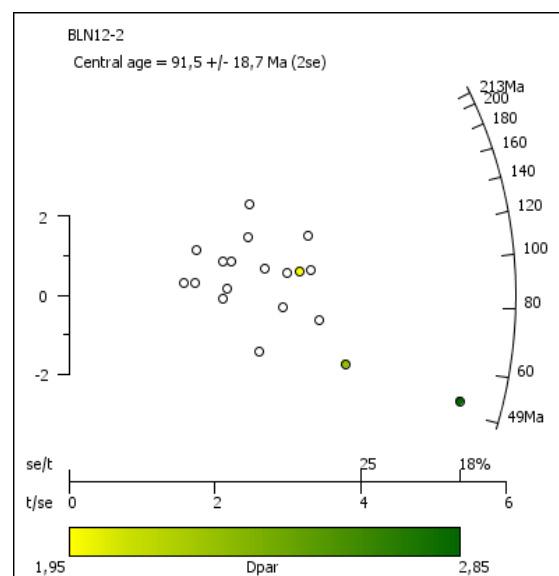
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

[†]Age exclus car trop vieux (voir texte).

Cet échantillon a fourni 16 grains comptables. Le Dpar moyen est élevé (2.1 ± 0.6) et assez dispersé, avec des valeurs extrêmes de 1.06 et 3.40. Les tests statistiques montrent que ces résultats sont cohérents, le diagramme radial montrant bien une unique population d'âges. La valeur moyenne en uranium est nettement plus faible que celle mesurée lors des analyses AHe (moyenne de 54 ppm). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

BLN12-2 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	43	86	100	0,43	0,86	16,8	51,2	9,8	2,85
2	20	20	70	0,29	0,29	5,6	101,9	32,5	1,95
3	25	19	90	0,28	0,21	4,1	133,7	41,1	-
4	15	10	80	0,19	0,13	2,4	152,3	62,5	-
5	22	22	100	0,22	0,22	4,3	101,9	31,0	-
6	9	10	70	0,13	0,14	2,8	91,8	42,4	-
7	19	9	100	0,19	0,09	1,8	213,3	86,8	-
8	20	29	100	0,20	0,29	5,7	70,4	20,7	-
9	22	42	100	0,22	0,42	8,2	53,6	14,3	2,33
10	18	18	90	0,20	0,20	3,9	101,9	34,3	-
11	15	14	80	0,19	0,18	3,4	109,1	40,8	-
12	10	21	70	0,14	0,30	5,9	48,7	18,8	-
14	10	8	42	0,24	0,19	3,7	127,1	60,6	-
15	8	10	48	0,17	0,21	4,1	81,6	38,9	-
16	15	20	80	0,19	0,25	4,9	76,6	26,4	-
17	5	5	30	0,17	0,17	3,3	101,9	64,6	-
18	11	9	70	0,16	0,13	2,5	124,3	56,1	-
19	6	6	60	0,10	0,10	2,0	101,9	59,0	-
20	8	5	50	0,16	0,10	2,0	162,3	92,8	-
Σ	301	363	1430	0,21	0,25	5,0			



Averaged Dpar	2.4 ± 0.4	
Pooled Age	85 ± 8	
Mean Crystal Age	106 ± 41	
Central Age - dispersion	91 ± 10	26.15 %
Chi² - degrés de liberté	28.1	18
P(Chi²)	6.0 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _r	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
BLN12-2-2	4175	31.6	1.26	0.57	111.6	4.8	41.0	8.5	14.9	63.5	111.0 ± 24.6 [†]
BLN12-2-4	4179	50.5	3.25	0.75	259.9	31.3	15.7	0.5	35.1	61.4	82.3 ± 4.8
BLN12-2-5	4181	36.6	1.49	0.68	250.7	14.7	28.4	1.9	21.7	96.8	142.8 ± 15.8 [†]
BLN12-2-6	4400	38.5	1.07	0.65	35.0	4.0	53.0	13.2	17.0	17.5	27.1 ± 3.8
BLN12-2-7	4402	58.3	4.45	0.80	52.9	3.3	14.6	4.4	6.8	65.1	81.9 ± 5.7
BLN12-2-8	4404	34.7	1.13	0.64	143.3	4.7	35.0	7.4	13.3	91.4	142.2 ± 20.4 [†]
BLN12-2-10	4408	33.9	0.99	0.64	277.2	3.4	27.1	8.0	10.0	233.8	363.6 ± 52.2 [†]

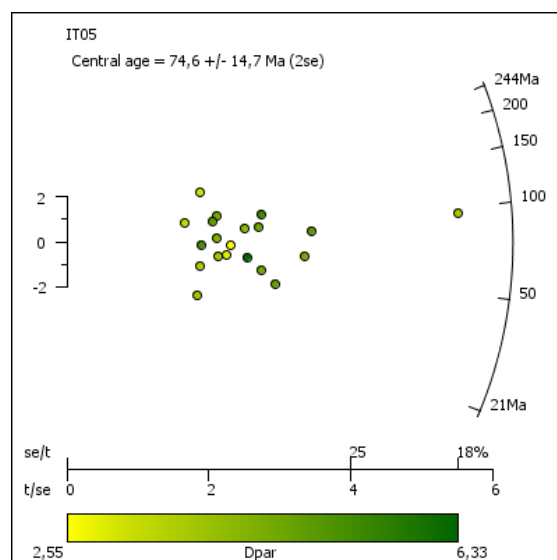
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

[†] Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'âge AFT sur l'échantillon BLN12-2 est basé sur 19 grains. Le Dpar moyen est élevé (2.4 ± 0.4) mais il n'est pas vraiment fiable car il n'est basé que sur 3 grains, les autres grains ayant une texture abîmée ne permettant pas de mesures. Les densités de traces spontanées et induites sont relativement faibles, ce qui génère une erreur sur les mesures significative. La faible teneur moyenne en uranium, légèrement plus faible que celle mesurée lors des analyses AHe (moyenne de 9.4 ppm), explique cette faible densité de traces. Les tests statistiques ne sont pas en accord ($P(\chi^2) > 5\%$ mais dispersion $> 15\%$), ce qui impose de considérer les résultats avec prudence. Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

IT 05 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	6	5	40	0,15	0,13	2,4	123,31	74,86	3,49
2	6	9	100	0,06	0,09	1,7	68,80	36,38	5,38
3	10	18	80	0,13	0,23	4,4	57,38	22,77	6,33
4	8	14	90	0,09	0,16	3,0	59,01	26,28	2,94
5	9	13	90	0,10	0,14	2,8	71,43	31,13	2,55
6	5	12	45	0,11	0,27	5,2	43,08	23,01	3,77
7	8	10	60	0,13	0,17	3,2	82,47	39,29	4,48
8	12	31	64	0,19	0,48	9,4	40,04	13,72	4,89
9	4	20	50	0,08	0,40	7,7	20,72	11,38	3,96
10	58	63	70	0,83	0,90	17,4	94,81	17,75	3,93
11	22	26	25	0,88	1,04	20,1	87,20	25,55	5,02
12	10	8	40	0,25	0,20	3,9	128,40	61,16	4,67
13	11	24	70	0,16	0,34	6,6	47,38	17,38	4,68
14	12	5	100	0,12	0,05	1,0	244,31	130,48	3,30
15	7	13	40	0,18	0,33	6,3	55,62	26,19	3,97
16	9	8	90	0,10	0,09	1,7	115,67	56,44	5,02
17	14	15	100	0,14	0,15	2,9	96,11	35,96	4,78
18	12	13	100	0,12	0,13	2,5	95,06	38,28	4,32
19	18	30	40	0,45	0,75	14,5	61,95	18,67	4,61
20	16	14	40	0,40	0,35	6,8	117,49	43,31	5,53
Σ	257	351	1334	0.193	0.263	5.1			



Averaged Dpar	4.4 ± 0.9	
Pooled Age	76 ± 7	
Mean Crystal Age	86 ± 48	
Central Age - dispersion	75 ± 8	21.50 %
Chi² - degrés de liberté	27.1	19
P(Chi²)	10.1 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _T	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
IT05-1	3863	32.6	2.2	0.64	1493.4	39.1	311.5	8.0	85.3	109.6	170.0 ± 24.1 [†]
IT05-2	3865	57.5	4.9	0.77	53.9	4.4	32.2	7.2	8.6	36.9	48.0 ± 3.4
IT05-3	3867	50.3	3.8	0.77	2257.8	31.9	215.1	6.7	68.8	225.7	294.6 ± 20.6 [†]
IT05-4	3869	23.3	0.4	0.47	2479.4	350.0	995.2	2.8	420.6	35.0	74.6 ± 27.0
IT05-5	3871	47.9	2.8	0.76	911.8	43.0	509.7	11.9	149.6	46.1	60.4 ± 4.2
IT05-6	4516	32.9	0.87	0.68	141.8	13.8	118.1	8.6	42.7	28.1	41.4 ± 4.6
IT05-7	4518	30.5	1.04	0.60	123.1	3.7	39.4	10.5	13.4	78.0	129.5 ± 24.2 [†]
IT05-10	4526	36.6	1.49	0.68	963.5	30.0	263.4	8.8	94.6	86.4	127.4 ± 14.1 [†]
IT05-11	4528	49.8	3.02	0.75	109.8	8.2	71.6	8.7	25.7	36.2	48.5 ± 3.4

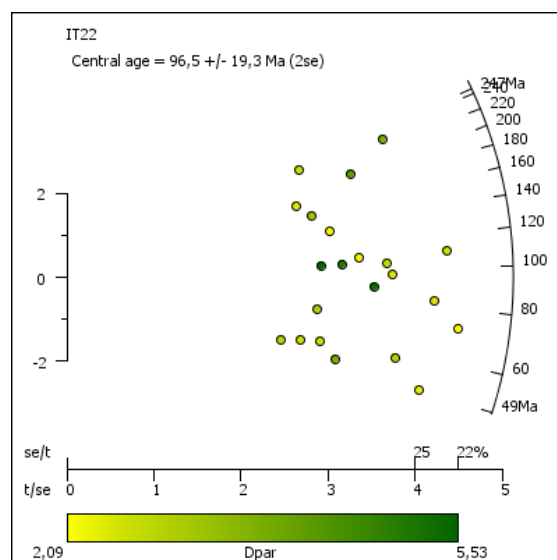
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

[†]Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'âge AFT sur l'échantillon IT05 est basé sur 20 grains. Le Dpar moyen est particulièrement élevé (4.4 ± 0.9), cet échantillon présentant (comme TOD17) des trous d'attaque parallélépipédiques. Les densités de traces spontanées et induites sont relativement faibles, ce qui génère une erreur sur les mesures significative. Si la dispersion est supérieure à 15%, le test du χ^2 et le diagramme radial montrent au contraire que ces résultats semblent homogènes. La faible valeur moyenne en U est très inférieure à celle mesurée lors des analyses AHe (moyenne de 58.2 ppm). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

IT 22 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	39	37	70	0,56	0,53	10,1	109,52	25,59	2,80
2	27	27	70	0,39	0,39	7,4	103,95	28,65	2,91
3	32	40	100	0,32	0,40	7,7	83,29	20,09	2,62
4	34	49	100	0,34	0,49	9,4	72,30	16,45	2,09
5	24	51	80	0,30	0,64	12,2	49,12	12,35	2,47
6	13	24	60	0,22	0,40	7,7	56,51	19,62	2,77
7	20	13	56	0,36	0,23	4,4	159,23	57,16	3,42
8	23	22	60	0,38	0,37	7,0	108,63	32,74	2,25
9	19	11	70	0,27	0,16	3,0	178,50	68,08	2,56
10	14	20	70	0,20	0,29	5,5	72,94	25,62	3,17
11	21	16	60	0,35	0,27	5,1	136,09	45,55	2,24
12	14	29	54	0,26	0,54	10,3	50,39	16,55	3,93
13	9	18	40	0,23	0,45	8,6	52,18	21,43	3,02
14	27	29	70	0,39	0,41	7,9	96,83	26,24	2,63
15	22	40	70	0,31	0,57	10,9	57,38	15,44	3,12
16	43	19	60	0,72	0,32	6,1	232,89	64,96	3,95
17	23	27	40	0,58	0,68	12,9	88,65	25,45	5,40
18	11	21	60	0,18	0,35	6,7	54,66	20,48	2,79
19	24	10	50	0,48	0,20	3,8	246,71	93,49	2,86
20	31	16	60	0,52	0,27	5,1	199,90	62,15	4,36
21	20	20	40	0,50	0,50	9,6	103,95	33,18	5,12
22	17	17	60	0,28	0,28	5,4	103,95	35,94	5,53
Σ	470	519	1300	0.362	0.399	7.6			



Averaged Dpar	3.3 ± 1.0	
Pooled Age	94 ± 7	
Mean Crystal Age	111 ± 62	
Central Age - dispersion	96 ± 11	39.35 %
Chi² - degrés de liberté	56.6	19
P(Chi²)	0 %	

Name	Nb.	Rs (μm)	Weight (μg)	F _T	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
IT22-1	4532	51.8	3.36	0.79	574.7	36.8	72.7	2.0	54.6	88.1	111.0 ± 7.8
IT22-2	4536	43.4	2.44	0.71	326.8	7.4	43.6	5.9	18.1	152.9	216.8 ± 19.2 [†]
IT22-3	4538	30.1	0.96	0.60	210.8	6.6	110.9	16.8	33.8	53.2	88.3 ± 16.5
IT22-4	4540	42.9	2.28	0.68	278.3	61.9	22.0	0.4	67.3	34.3	50.3 ± 5.5
IT22-5	4542	36.6	1.49	0.66	661.5	11.5	82.1	7.1	31.6	177.1	270.4 ± 35.7 [†]
IT22-8	4550	49.0	2.78	0.72	407.1	117.9	95.1	0.8	141.2	24.0	33.4 ± 2.7

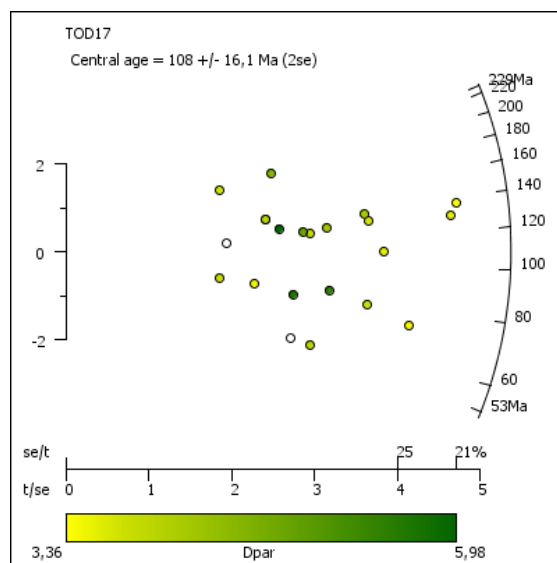
* (U-Th)/He age corrected from alpha ejection, with analytical uncertainty at 1 sigma (see text).

[†] Excluded higher result (see text).

L'âge AFT sur l'échantillon IT22 est basé sur 20 grains. Le Dpar moyen est élevé (3.3 ± 1.0). Les tests statistiques du Chi² montrent que ces résultats doivent être considérés comme dispersés. Toutefois le diagramme radial ne permet pas de différencier nettement plusieurs populations d'âges. La valeur moyenne en U n'est cohérente qu'avec certaines analyses AHe (IT22-2, IT22-3 et IT22-5), la teneur moyenne des analyses AHe étant plus élevée (40.3 ppm). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

TOD 17 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	19	16	25	0,760	0,640	12,1	124,46	42,58	4,02
2	23	31	40	0,575	0,775	14,7	78,04	21,75	3,90
3	11	5	30	0,367	0,167	3,2	228,71	123,77	3,86
4	13	26	100	0,130	0,260	4,9	52,70	18,05	4,09
5	8	7	50	0,160	0,140	2,7	119,82	62,24	-
6	9	12	40	0,225	0,300	5,7	78,89	34,96	3,54
7	6	8	42	0,143	0,190	3,6	78,89	42,74	3,93
8	14	10	27	0,519	0,370	7,0	146,48	60,99	3,45
9	30	23	27	1,111	0,852	16,2	136,58	38,32	4,27
10	30	24	50	0,600	0,480	9,1	130,94	36,32	3,86
11	14	10	25	0,560	0,400	7,6	146,48	60,99	4,12
12	13	18	42	0,310	0,429	8,1	75,98	27,85	5,76
13	18	15	50	0,360	0,300	5,7	125,76	44,31	4,94
14	19	9	40	0,475	0,225	4,3	219,63	89,39	4,63
15	22	18	50	0,440	0,360	6,8	128,06	41,09	4,35
16	18	23	90	0,200	0,256	4,8	82,29	26,15	5,53
17	30	29	50	0,600	0,580	11,0	108,56	28,67	3,68
18	51	39	80	0,638	0,488	9,2	136,92	29,74	3,36
19	48	39	80	0,600	0,488	9,2	128,95	28,37	3,69
20	11	22	40	0,275	0,550	10,4	52,70	19,60	-
21	15	12	24	0,625	0,500	9,5	130,94	51,04	5,98
22	29	42	50	0,580	0,840	15,9	72,66	17,83	3,51
Σ	407	384	978	0.416	0.393	7.4			



Averaged Dpar	4.2 ± 0.8	
Pooled Age	111 ± 9	
Mean Crystal Age	119 ± 47	
Central Age - dispersion	111 ± 10	9.88 %
Chi² - degrés de liberté	22.9	19
P(Chi²)	23.9 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _T	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
TOD17-1	4469	29.8	0.78	0.58	394.1	14.9	84.0	5.6	35.5	93.7	161.6 ± 34.3 [†]
TOD17-3	4471	28.8	0.62	0.58	309.2	38.7	153.6	4.0	76.4	34.1	59.3 ± 12.9
TOD17-5	4475	28.8	0.62	0.58	109.5	14.9	67.9	4.6	31.5	29.3	51.0 ± 11.1
TOD17-6	4477	27.5	0.56	0.60	64.2	6.1	55.7	9.1	19.8	27.5	45.7 ± 8.5
TOD17-7	4479	26.6	0.48	0.60	86.4	7.8	69.2	8.9	24.7	29.7	49.2 ± 9.1
TOD17-8	4483	31.1	0.91	0.56	379.5	84.5	131.3	1.6	116.7	27.2	48.3 ± 11.2
TOD17-2	4493	28.8	0.62	0.58	188.3	29.4	108.5	3.7	56.0	28.3	49.2 ± 10.7
TOD17-9	4500	31.8	0.67	0.58	127.4	110.4	82.5	0.7	130.6	8.1	13.9 ± 2.9
TOD17-11	4504	22.9	0.43	0.50	143.9	80.7	519.2	6.4	207.9	5.9	11.8 ± 3.8

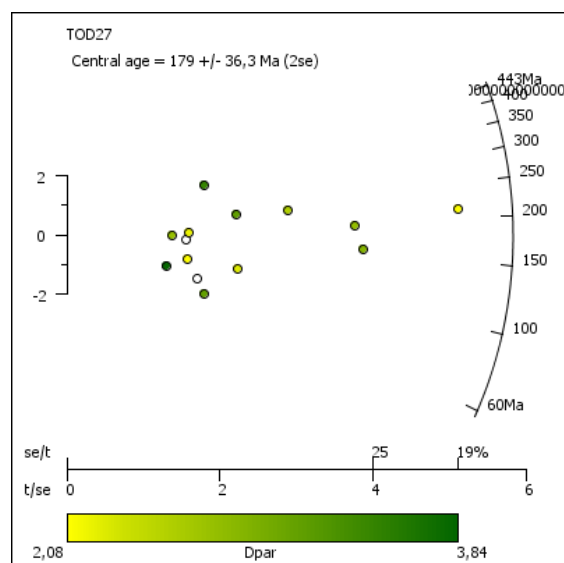
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

[†]Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'âge AFT sur l'échantillon TOD 17 est basé sur 20 grains. Le Dpar moyen est particulièrement élevé (4.2 ± 0.8), les grains présentant une texture inhabituelle avec des trous d'attaque parallélépipédiques. Les tests statistiques du χ^2 , de la dispersion et le radial plot montrent que ces résultats ne sont pas dispersés. La faible valeur moyenne en U est semblable deux analyses AHe (TOD17-6 et TOD17-7) mais pas aux autres analyses qui présentent des teneurs systématiquement plus élevées (moyenne des analyses AHe de 89.7 ppm). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

TOD27 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	5	7	42	0,12	0,17	3,1	76,63	44,99	-
2	3	4	50	0,06	0,08	1,5	80,44	61,54	3,84
3	6	4	30	0,20	0,13	2,5	159,88	103,44	-
4	5	9	42	0,12	0,21	4,0	59,68	33,39	3,19
5	16	7	100	0,16	0,07	1,3	242,07	110,21	3,21
6	40	22	70	0,57	0,31	5,8	193,29	52,00	2,84
7	27	12	100	0,27	0,12	2,2	238,36	83,35	2,64
8	7	4	30	0,23	0,13	2,5	186,15	116,96	2,23
9	5	3	40	0,13	0,08	1,4	177,40	129,79	2,82
10	17	4	100	0,17	0,04	0,7	443,08	246,99	3,51
11	78	39	35	2,23	1,11	20,7	212,31	42,66	2,09
13	37	25	60	0,62	0,42	7,7	157,78	41,43	2,95
14	10	10	40	0,25	0,25	4,6	107,03	48,09	2,33
15	5	5	24	0,21	0,21	3,9	107,03	67,85	2,08
Σ	261	155	763	0,342	0,203	3,8			



Averaged Dpar	2.8 ± 0.6	
Pooled Age	179 ± 20	
Mean Crystal Age	175 ± 98	
Central Age - dispersion	179 ± 20	1.70 %
Chi² - degrés de liberté	15.2	13
P(Chi²)	29.5 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _r	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
TOD27-1	4552	37.7	1.33	0.63	40.1	80.6	48.5	0.6	92.4	3.6	5.7 ± 0.9
TOD27-2	4554	42.3	2.1	0.68	10.8	2.7	16.6	6.2	6.8	22.2	32.7 ± 3.6
TOD27-3	4558	22.9	0.43	0.47	26.3	10.1	38.2	3.8	19.4	11.4	24.2 ± 8.7
TOD27-4	4560	34.8	0.83	0.61	65.3	187.3	18.3	0.1	191.8	2.8	4.6 ± 0.8
TOD27-5	4562	23.0	0.7	0.46	47.2	17.2	79.4	4.6	36.7	10.8	23.3 ± 8.6
TOD27-8	4576	36.0	1.46	0.65	55.2	10.6	23.0	2.2	16.2	28.5	43.6 ± 5.8
TOD27-10	4580	32.9	0.87	0.64	32.0	9.0	39.6	4.4	18.7	14.4	22.6 ± 3.3

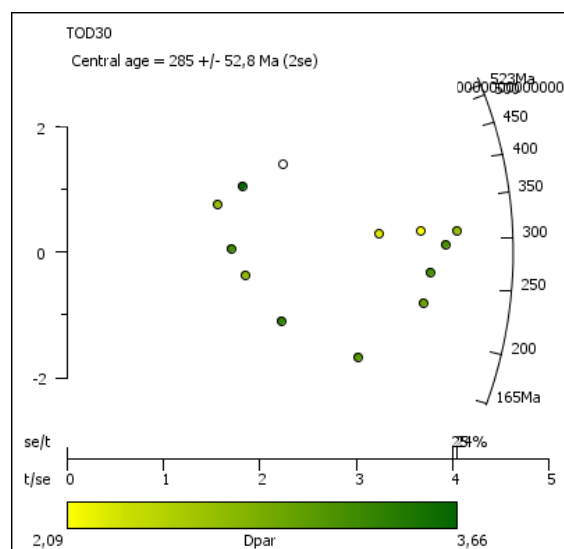
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

† Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'échantillon TOD 27 n'a fourni que 14 grains datables. Le Dpar moyen est élevé (2.8 ± 0.6). Les tests statistiques et le diagramme radial montrent que ces résultats ne sont pas dispersés. Les analyses AHe présentent une teneur moyenne en U de 45.3 ppm, nettement plus élevée que les mesures AFT. Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

TOD30 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	13	8	100	0,13	0,08	1,5	174,67	78,86	3,38
2	43	20	60	0,72	0,33	6,1	230,11	63,09	3,05
3	11	5	40	0,28	0,13	2,3	235,36	127,36	2,79
4	41	14	48	0,85	0,29	5,4	311,45	97,37	2,30
5	23	15	48	0,48	0,31	5,8	164,94	55,22	3,16
6	13	3	18	0,72	0,17	3,1	455,67	292,54	2,76
7	30	6	30	1,00	0,20	3,7	523,00	235,01	3,00
8	11	4	14	0,79	0,29	5,3	292,88	171,49	3,29
9	53	18	60	0,88	0,30	5,5	313,10	86,51	2,09
10	64	22	48	1,33	0,46	8,4	309,43	77,66	2,76
11	19	4	30	0,63	0,13	2,5	497,83	274,73	3,66
12	49	20	70	0,70	0,29	5,3	261,57	70,35	3,22
13	58	21	40	1,45	0,53	9,7	294,12	76,01	3,22
Σ	428	160	606	0.706	0.264	4.9			



Averaged Dpar	2.9 ± 0.4	
Pooled Age	285 ± 22	
Mean Crystal Age	314 ± 114	
Central Age - dispersion	285 ± 29	0.02 %
Chi² - degrés de liberté	9.1	12
P(Chi²)	69.4 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _r	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
TOD30-2	4507	26.6	0.48	0.56	714.9	77.0	217.5	2.8	130.3	46.0	82.0 ± 19.3
TOD30-3	4512	20.7	0.24	0.50	951.0	80.7	517.5	6.4	207.5	38.8	78.3 ± 25.4
TOD30-4	4514	25.1	0.43	0.55	99.4	93.9	68.4	0.7	110.7	7.5	13.5 ± 3.4

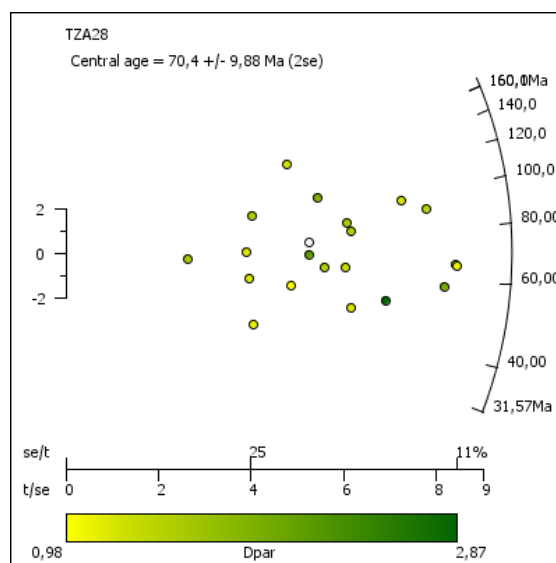
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

† Age exclus car trop vieux (voir texte).

TOD30 n'a fourni que 13 grains datables, qui montrent un Dpar moyen élevé (2.9 ± 0.4). Les densités de traces spontanées et induites sont relativement faibles, ce qui génère une erreur sur les mesures significative. Les densités de traces induites sont significativement plus faibles que celles des traces spontanées, ce qui produit un âge central significativement plus vieux que les autres échantillons et des valeurs en U significativement plus faibles que dans les analyses AHe (moyenne de 83.8 ppm). Toutefois, la mauvaise qualité des empreintes sur la feuille de muscovite laisse penser qu'il y aurait pu avoir un problème de contact entre la feuille de mica et les grains, ce qui expliquerait un âge aussi vieux. Malgré cela, le diagramme radial et les tests statistiques montrent que ces résultats proviennent d'une population homogène. Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

TZA 28 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	70	150	100	0,70	1,50	27,4	51,13	7,73	2,87
2	113	189	100	1,13	1,89	34,5	65,43	8,29	2,09
3	113	191	100	1,13	1,91	34,8	64,75	8,19	1,06
4	99	112	60	1,65	1,87	34,0	96,50	13,97	1,31
5	102	193	100	1,02	1,93	35,2	57,87	7,52	2,01
6	59	59	42	1,40	1,40	25,6	109,07	20,64	1,94
7	45	72	50	0,90	1,44	26,3	68,38	13,34	2,18
8	66	88	40	1,65	2,20	40,1	81,98	13,82	1,59
9	56	38	40	1,40	0,95	17,3	160,10	34,37	1,36
10	66	83	70	0,94	1,19	21,6	86,88	14,83	1,65
11	110	134	60	1,83	2,23	40,7	89,67	12,19	1,51
12	57	100	80	0,71	1,25	22,8	62,40	10,71	1,39
13	49	86	50	0,98	1,72	31,4	62,37	11,49	1,55
14	32	33	20	1,60	1,65	30,1	105,79	26,65	1,56
15	47	67	60	0,78	1,12	20,4	76,70	14,98	
16	11	19	50	0,22	0,38	6,9	63,37	24,17	1,64
17	35	74	40	0,88	1,85	33,7	51,82	10,87	0,98
18	25	39	40	0,63	0,98	17,8	70,13	18,23	1,25
19	54	126	40	1,35	3,15	57,5	46,97	7,91	1,29
20	21	73	50	0,42	1,46	26,6	31,57	7,94	1,17
21	23	48	40	0,58	1,20	21,9	52,49	13,51	1,26
Σ	1230	1926	1192	1.032	1.616	29.5			



Averaged Dpar	1.6 ± 0.4	
Pooled Age	70 ± 4	
Mean Crystal Age	75 ± 28	
Central Age - dispersion	71 ± 6	26.80 %
Chi² - degrés de liberté	66.1	19
P(Chi²)	0 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _r	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
TZA28-1	3852	30.1	1.0	0.60	345.8	28.8	108.7	3.8	45.7	52.5	87.2 ± 16.3
TZA28-2	3856	42.8	2.0	0.71	307.9	64.6	20.2	0.3	46.2	36.7	52.0 ± 4.6
TZA28-3	3860	30.5	1.0	0.60	628.4	64.3	42.1	0.7	61.9	70.0	116.3 ± 21.7†
TZA28-4	4231	44.4	2.95	0.71	727.9	84.7	21.1	0.2	89.9	67.1	94.6 ± 8.1
TZA28-6	4437	28.3	0.64	0.60	282.2	172.9	64.4	0.4	188.7	12.4	20.6 ± 3.8
TZA28-7	4439	46.2	2.5	0.77	346.8	65.6	77.6	1.2	84.6	34.2	44.6 ± 3.1
TZA28-8	4441	29.4	0.8	0.60	1252.7	91.4	50.1	0.5	103.7	100.3	166.3 ± 30.9†
TZA28-9	4467	59.2	5.09	0.81	215.5	39.0	50.1	1.3	51.3	35.0	43.2 ± 3.0

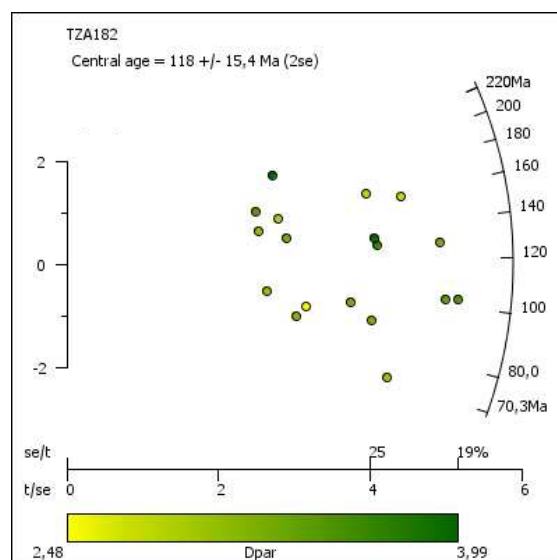
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

† Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'échantillon TZA28 a fourni 20 grains pour la datation. Le Dpar moyen est standard (1.6 ± 0.4). Les densités de traces spontanées et induites sont relativement élevées, ce qui génère des erreurs relativement faibles. Toutefois, les tests statistiques et le diagramme radial montrent que ces résultats sont dispersés, et ce sans que plusieurs populations d'âges ne se détachent. La teneur moyenne en U est nettement plus faible que celles mesurée lors des analyses AHe (moyenne de 76.4 ppm). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

TZA 182 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	47	33	60	0,78	0,55	9,8	157,68	36,47	2,86
2	29	46	80	0,36	0,58	10,3	70,27	16,94	3,07
3	48	52	80	0,60	0,65	11,6	102,63	21,03	3,43
4	39	26	35	1,11	0,74	13,3	165,96	42,64	2,85
5	36	31	50	0,72	0,62	11,1	128,86	32,07	3,71
6	51	55	100	0,51	0,55	9,8	103,10	20,54	3,53
7	52	45	100	0,52	0,45	8,1	128,23	26,70	3,27
8	19	13	56	0,34	0,23	4,2	161,76	58,65	2,95
9	26	30	49	0,53	0,61	11,0	96,41	26,18	3,29
10	29	36	80	0,36	0,45	8,1	89,66	22,71	3,26
11	16	10	40	0,40	0,25	4,5	176,87	71,72	3,47
12	15	11	36	0,42	0,31	5,5	151,05	60,32	3,10
13	16	21	50	0,32	0,42	7,5	84,83	28,39	3,21
14	13	15	48	0,27	0,31	5,6	96,41	36,78	3,12
15	19	15	50	0,38	0,30	5,4	140,42	48,89	3,31
16	36	30	70	0,51	0,43	7,7	133,11	33,42	3,96
17	22	11	25	0,88	0,44	7,9	220,34	81,94	3,99
18	18	22	50	0,36	0,44	7,9	91,05	29,21	2,48
Σ	531	502	1059	0.501	0.474	8.5			



Averaged Dpar	3.3 ± 0.4	
Pooled Age	117 ± 9	
Mean Crystal Age	128 ± 39	
Central Age - dispersion	118 ± 9	7.64 %
Chi² - degrés de liberté	19.4	17
P(Chi²)	30.8 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _T	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
TZA182-1	3847	29.2	1.7	0.57	493.9	18.0	37.5	2.1	21.6	151.8	267.4 ± 60.6 [†]
TZA182-2	3849	30.1	1.0	0.60	193.1	26.9	115.2	4.3	77.8	29.5	49.0 ± 9.2
TZA182-3	3852	24.2	1.7	0.50	182.7	10.6	42.8	4.0	20.9	73.0	145.0 ± 45.4 [†]
TZA182-8	4814	28.9	0.78	0.58		11.9	63.5	5.34	27.1	112.8	179.4 ± 14.4 [†]
TZA182-9	4818	31.5	0.74	0.68		14	68	4.88	30.3	66.1	92.5 ± 7.4
TZA182-10	4820	46.2	2.17	0.74		19.2	40	2.18	28.8	95.5	129.6 ± 10.1 [†]
TZA182-11	4935	42.3	2.21	0.703		19.4	51.9	2.7	31.9	148.8	211.6 ± 16.9 [†]

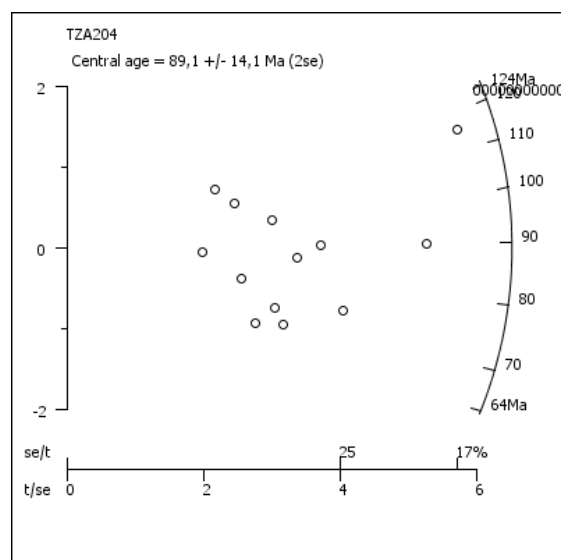
* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

[†] Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'échantillon TZA 182 a fourni 18 grains pour la datation. Le Dpar moyen est élevé (3.3 ± 0.4). Les tests statistiques et le diagramme radial montrent que ces résultats ne sont pas dispersés. La teneur moyenne en U est plus faible que celles mesurée lors des analyses AHe (moyenne de 17.1 ppm). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

TZA 204 (OR07)

	N _s	N _i	N _g	ρ _s	ρ _i	U(ppm)	Age	erreur	Dpar
1	12	21	60	0,20	0,35	6,2	63,92	23,30	-
2	20	26	60	0,33	0,43	7,7	85,90	25,83	-
3	17	19	100	0,17	0,19	3,4	99,81	33,61	-
4	7	9	98	0,07	0,09	1,6	86,85	43,93	-
5	50	62	28	1,79	2,21	39,5	90,03	17,56	-
6	11	16	28	0,39	0,57	10,2	76,83	30,28	-
7	10	9	60	0,17	0,15	2,7	123,72	57,10	-
8	25	31	40	0,63	0,78	13,8	90,03	24,52	-
9	66	64	80	0,83	0,80	14,3	114,90	20,78	-
10	12	12	35	0,34	0,34	6,1	111,45	45,76	-
11	15	24	30	0,50	0,80	14,3	69,88	23,20	-
12	16	27	40	0,40	0,68	12,0	66,28	21,11	-
13	27	41	70	0,39	0,59	10,5	73,61	18,53	-
Σ	288	361	729	0.395	0.495	8.8			



Averaged Dpar	-	
Pooled Age	89 ± 8	
Mean Crystal Age	89 ± 19	
Central Age - dispersion	89 ± 8	0.09
Chi² - degrés de liberté	6.2	12
P(Chi²)	90.7 %	

Nom	Nb.	Rs (μm)	Poids (μg)	F _r	⁴ He (ncc/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Age c. (Ma)*
TZA204-1	3873	56.9	4.6	0.77	19.8	17.5	15.3	0.9	14.9	7.8	10.1 ± 0.7
TZA204-2	3875	50.7	3.4	0.70	35.8	2.4	19.5	8.0	5.0	42.1	59.8 ± 5.3
TZA204-3	3877	50.9	6.2	0.81	38.5	4.0	18.5	4.6	7.5	38.0	46.6 ± 3.3
TZA204-4	3879	48.3	5.4	1.05	138.8	7.6	33.6	4.4	12.7	74.0	70.3 ± 4.9
TZA204-5	3881	45.6	2.3	0.80	98.4	15.9	94.9	6.0	32.4	21.2	26.8 ± 1.9

* Age (U-Th)/He corrigé de l'éjection d'alpha, avec l'incertitude à 1 sigma (voir texte).

† Age exclus car trop vieux (voir texte).

L'échantillon TZA28 a fourni seulement 13 grains pour la datation. La mesure des Dpar n'a pas été possible. Les tests statistiques de dispersion, du Chi² et le diagramme radial montrent que ces résultats sont cohérents. La teneur moyenne en U est équivalente à celles mesurées lors des analyses AHe (moyenne de 9.48). Le comptage des longueurs de traces spontanées n'a pas été possible.

3- Abstracts de conférences

Geophysical Research Abstracts
Vol. 14, EGU2012-9479-1, 2012
EGU General Assembly 2012
© Author(s) 2012



Meso-Cenozoic morphological evolution of NW Africa, the case of the Tuareg swell.

S. Rougier (1), C. Gautheron (1), J. Barbarand (1), Y. Missenard (1), H. Zeyen (1), R. Pinna (1), B. Bonin (1), J.-P. Liégeois (2), A. Ouabadi (3), and D. Frizon de Lamotte (4)

(1) UMR 8148 IDES, Université Paris Sud XI, Orsay, France, (2) Royal Museum of Central Africa, B-3080 Tervuren, Belgium, (3) Laboratoire "Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et Planétologie", FSTGAT/USTHB, BP 32, El-Alia Bab Ezzouar, 16111 Alger, Algeria, (4) Géosciences et Environnement Cergy, Université de Cergy-Pontoise, 5 mail Gay Lussac, 95031 Cergy-Pontoise Cedex, France

The continental crust of Africa, largely built during the Pan-African orogeny (late Neoproterozoic) has acquired in its northern part, during Paleozoic times, an arch and basin morphology. Meso-Cenozoic large scale topographic anomalies, associated to Cenozoic intraplate volcanism, such as Hoggar, Tibesti or Darfur domes, are superimposed to these structures. Precise ages of swells, as well as their relations with Paleozoic arch and basin morphology of the area, remain controversial. The aim of this study, focussed on the Hoggar dome, in southern Algeria, is to produce new constraints on the Post-Paleozoic evolution of this region.

The Tuareg shield, from which Hoggar is the main central part and Aïr a SE extension, forms a topographic high reaching an altitude >2900m (Mt Tahat, Atakor district), exposing Precambrian rocks over 500000km². While presumed Cretaceous sedimentary remnants suggest a possible stage of slightly positive topography during the Mesozoic, current high topography is emphasized by Cenozoic volcanic formations, mostly basaltic in composition.

We present new low-temperature thermochronology data, with apatite fission track and (U-Th)/He ages on Hoggar and Aïr substratum. We combine these results with thermal, gravimetric and isostatic two-dimensional lithosphere-scale geophysical models, following the method of Zeyen & Fernandez (1994).

Preliminary thermochronological results present ages from 99±6 to 166±10 Myr for AFT, and AHe from 10 to 300 Myr. Thermal simulations of these data suggest that currently outcropping Precambrian Hoggar basement could have experienced temperatures of approximately 80°C between Upper Cretaceous and Eocene. We propose that these elevated temperatures are related to burial beneath a 1 to 3 km thick sedimentary cover, depending on thermal gradient. The base of this sedimentary cover could correspond to the poorly described Upper Cretaceous remnants, currently uplifted up to 1450 m.

These results are in agreement with geophysical calculations showing that, when eliminating the topographical effect of lithosphere heating related to recent volcanism and assuming an Upper Cretaceous to Late Eocene thermally unperturbed lithosphere, a sedimentary basin may have existed. Up to 2 km of Cretaceous sediments could have been deposited on the Hoggar, confirming the thermochronological results.

Ref: Zeyen, H. and M. Fernández (1994): Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect. *J. Geophys. Res.* 99: 18089-18102.

Geophysical Research Abstracts
 Vol. 13, EGU2011-213, 2011
 EGU General Assembly 2011
 © Author(s) 2010



Meso-Cenozoic vertical movements of the Tuareg Shield, Algerian Sahara

Sylvain Rougier, Yves Missenard, Hermann Zeyen, Jocelyn Barbarand, and Cécile Gautheron
 Université Paris Sud XI, France (sylvain.rougier@gmail.com)

Africa, mostly built during the Panafrican Orogeny (Proterozoic), is surrounded at 90% by passive margins. The mean topography is anomalously high, in particular in the South (Doucouré & de Wit, 2003). The African continent shows several topographic swells, of controverted ages, which are often associated to local volcanism suggesting the involvement of deep processes.

The Hoggar Mountains, in the Tuareg Shield, are one of these swells: they form a topographic high reaching 2900m (Mt Tahat, in the Atakor district), allowing outcrops of Precambrian rocks over 500000km². Some presumed Middle Cretaceous fluvial sedimentary remnants, described by Bordet (1954), could testify of a possible stage of shallow positive topography during the Mesozoic. Topography is emphasized by Cenozoic volcanism, mostly basaltic, roughly aligned in an NE/SW direction.

The aim of this study is, first, to produce new constraints on the topographic evolution of the Hoggar during the Meso-Cenozoic, with lithosphere-scale geophysical modelling, following the method of Zeyen & Fernandez (1994). Then, we correlate the results with new low temperature thermochronology data (fission track and (U-Th/He) on Hoggar substratum apatites).

Four 2D geophysical lithospheric profiles have been modelled, using two scenarios for crustal structure (34km thinned or classical 40km-thick, both extrapolated from seismic studies). We show that lithospheric thinning can account for the Hoggar topographic bulge. This modelling allows us to estimate ante-Eocene topography from -600m to +600m, relative to actual sea level, which appears, at least partially, compatible with Mesozoic sedimentary deposits.

The involvement of a now-eroded Mesozoic sedimentary cover is also confirmed by first thermochronology results, showing that the Precambrian basement has experienced thermal heating of approximately 80°C between Cretaceous and Eocene volcanism. Such heating could be related to burial beneath a 1.5km thick sedimentary cover, a result compatible with the geophysical modelling.

Bordet, P., 1954. La série de Serouenout (Ahaggar oriental) est d'âge « Continental Intercalaire » (Crétacé moyen). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 238, n°4, 500-503.

Doucouré, C.M., de Wit, M.J., 2003. Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 371-388.

Zeyen, H., Fernandez, M., 1994. Integrated lithospheric modelling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis : Application to the NE Spanish Geotranssect. *Journal of Geophysical Research*, 99, 18089-18102.

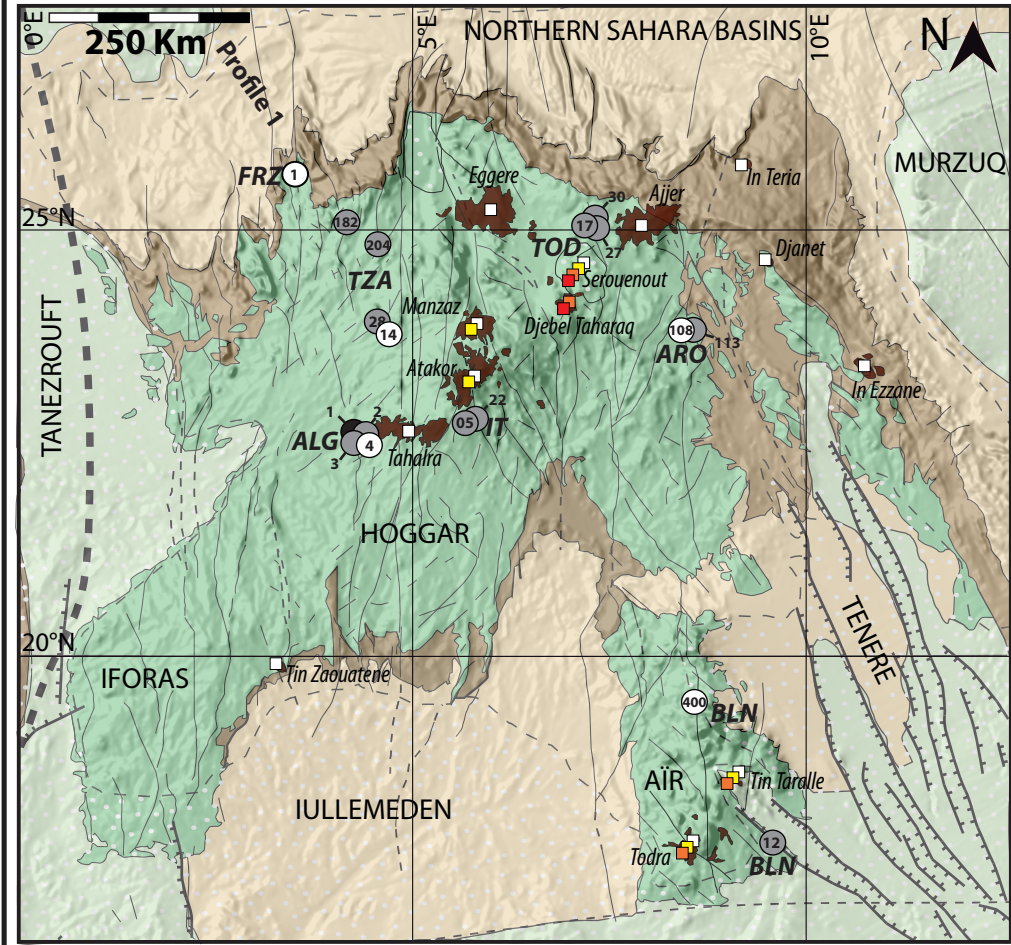
Figure A – Frise temporelle synthétique des événements sédimentaires et tectonique, à l'échelle saharienne et à l'échelle du Bouclier Touareg. Le code couleur de l'échelle des temps géologique suit la charge internationale CGMW. Dans les colonnes sédimentaires, le bleu désigne une sédimentation marine, le marron une sédimentation continentale. Les événements décrits dans cette frise sont issus de la synthèse bibliographique (Chapitre I de cet ouvrage) et ne tiennent pas compte des résultats et hypothèses présentés dans le reste de cette étude.

Figure B – Carte géologique du Bouclier Touareg, superposée sur une image topographique issue des données SRTM dégradées (v4.0 ; <http://srtm.csi.cgiar.org/>), avec le positionnement des échantillons utilisés dans ce manuscrit et l'âge d'activité et le nom de chaque district volcanique (voir Chapitre I). L'échantillon FRZ-1 est issu de grès Cambro-ordoviciens, tandis que les autres échantillons sont tous issus du socle du Bouclier Touareg. Lithologies et positions GPS sont détaillées dans le manuscrit (Chapitres III et IV).

Figure C – Carte géologique de la plateforme Saharienne, modifiée d'après Milesi et al. (2011), avec la toponymie utilisée dans ce manuscrit. La géologie du domaine Atlasique n'est pas représentée.

Figure D – Carte topographique de l'Afrique du Nord (données Gtopo30 ; http://eros.usgs.gov/#/Find_Data/Products_and_Data_Available/gtopo30_info) avec le tracé de la Figure C, ainsi que les régions tectoniquement actives, les bombements intraplaques, le Craton Ouest Africain (tracé d'après Ennih & Liégeois, 2008) et la position des profils lithosphériques présentés dans ce manuscrit.

A- Frise		PLATEFORME SAHARIENNE			BOULIER TOUAREG		
CENOZOIQUE	Néogène	Saupoudrage continental.	Volcanisme alcalin. synchrone dans les dômes (Hoggar, Aïr, Tibesti, Darfour, Aouenat) et en Lybie	Convergence Eurasie - Afrique. la première collision intervient en Arabie à l'Eocène Supérieur, et est marquée dans le Sahara.	X	Mis à part un léger saupoudrage continental (séries de Tiréihine et Téhé n' Tsita) il n'y a pas d'enregistrement sédimentaire.	Collision Eurasie - Afrique. possibilité de rejeux récent des sutures panafricaines, en lien avec le volcanisme (Liégeois et al., 2005). Marques de rejeux récents visibles en surface.
	Paléogène	Retour de la mer. cycles transgression-régression, alternances entre marin et continental. Des voies marines s'établissent ponctuellement entre la Téthys et les bassins du Tchad, de part et d'autre du Hoggar.	Activité diffuse. - volcanisme suspecté dans l'Aïr, ring complexes dévonien	Ouverture Atlantique Sud. rifting au sud du Bouclier Touareg (bassins du Tchad, fossé de Gao). Serrement E-W à l'Aptien dans les bassins Sahariens (phase Autrichienne) qui serait lié à une accélération de cette ouverture.			Ouverture Atlantique Sud. il est possible que la tectonique extensive (fossés de Gao, et Tchad) s'étende dans le socle mais cette activité est peu décrite
MESOZOIQUE	Crétacé	Continental Intercalaire. importants dépôts détritiques sur toute la plateforme, paroxysme au Crétacé Inférieur.	- suspicions d'activité au Crétacé dans le Hoggar et Timétrine	???	X	Dépôts sur le socle continental au centre (Serouenout), marin au Nord (Amguid).	
	Jurassique	Marin à côtier. limité aux bords N-E des bassins Sahariens qui subissent de l'extension, absent ailleurs.	- CAMP (200 Ma) dans le Craton Ouest Africain	Ouverture Atlantique Central. rifting au N-E des bassins Sahariens et dans les Atlas.		Lacune.	Aucun enregistrement.
PALEOZOIQUE	Trias	Sauf localement, lacune Hercynienne	- volcanisme Permien dans le Timétrine : Hercynien ?	Orogénèse Hercynienne. importants rejeux des structures anciennes. discordance érosive sur toute la plateforme.	X	Suspicion de dépôt de séries paléozoïques sur le socle. Le Paléozoïque forme actuellement d'importantes cuestas (Tassilis) autour du socle.	Orogénèse Hercynienne. Rejeux probablement importants, et possible érosion de la couverture Paléozoïque.
	Permien			Extension Sudètes, discordance.			Nombreux rejeux probables. probable réactivation des structures N-S lors des épisodes tectoniques, mais la couverture ayant été maintenant érodée, il n'y en a plus d'enregistrement.
	Carbonifère	Marin à côtier. Apports venant du Sud. Recouvre toute la plateforme, plus mince dans les zones hautes (arches) et plus épais dans les zones subsidentes (bassins).		Nombreux rejeux et légères discordances. acquisition d'une morphologie en arches et bassins. Héritage structural panafricain (structures N-S) clairement marqué.			
	Dévonien						
PRECAMBRIEN	Silurien	X	Cycle Panafricain. Magmatisme et métamorphisme orogénique	Panafricain accréation de terranes N-S dans la chaîne Trans-Saharienne, qui est l'interface entre le Craton Ouest Africain et le métacraton Saharien.		X	Panafricain accréation de terranes allongées en N-S, à l'aide d'importantes zones de cisaillement N-S d'échelle lithosphérique.
	Ordovicien						
	Cambrien					X	
	Protérozo.						



B- Positionnement échantillons

ECHANTILLONS
ARO Série
113 Identifiant
○ (U-Th)/He uniquement
● Traces de fission uniquement
● (U-Th)/He + Traces de fission

SOCLE
Panafricain et Eburnéen

TERRAINS ERUPTIFS
Volcanisme Cénozoïque
Tahala nom du district
Age (Ma) : 0-10 20-30 10-20 >30

TERRAINS SEDIMENTAIRES
Cénozoïque
Mésozoïque : <1km d'épaisseur >1km d'épaisseur
Silurien - Permien
Précambrien - Ordovicien

STRUCTURE
- - - - - Faille suspectée
- - - - - Faille normale
- - - - - Faille indifférenciée

